

**Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen
in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon
(Österreich und Fürstentum Liechtenstein)**

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der Philosophischen Fakultät II

der Universität Zürich

von

MAX KOBEL

aus Lützelflüh BE und Zürich

begutachtet von

Herrn Prof. Dr. R. Trümpy

1969 Zürich

Offsetdruck Zimmermann, Uster

**Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen
in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon
(Österreich und Fürstentum Liechtenstein)**

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der Philosophischen Fakultät II

der Universität Zürich

von

MAX KOBEL

aus Lützelflüh BE und Zürich

begutachtet von

Herrn Prof. Dr. R. Trümpy



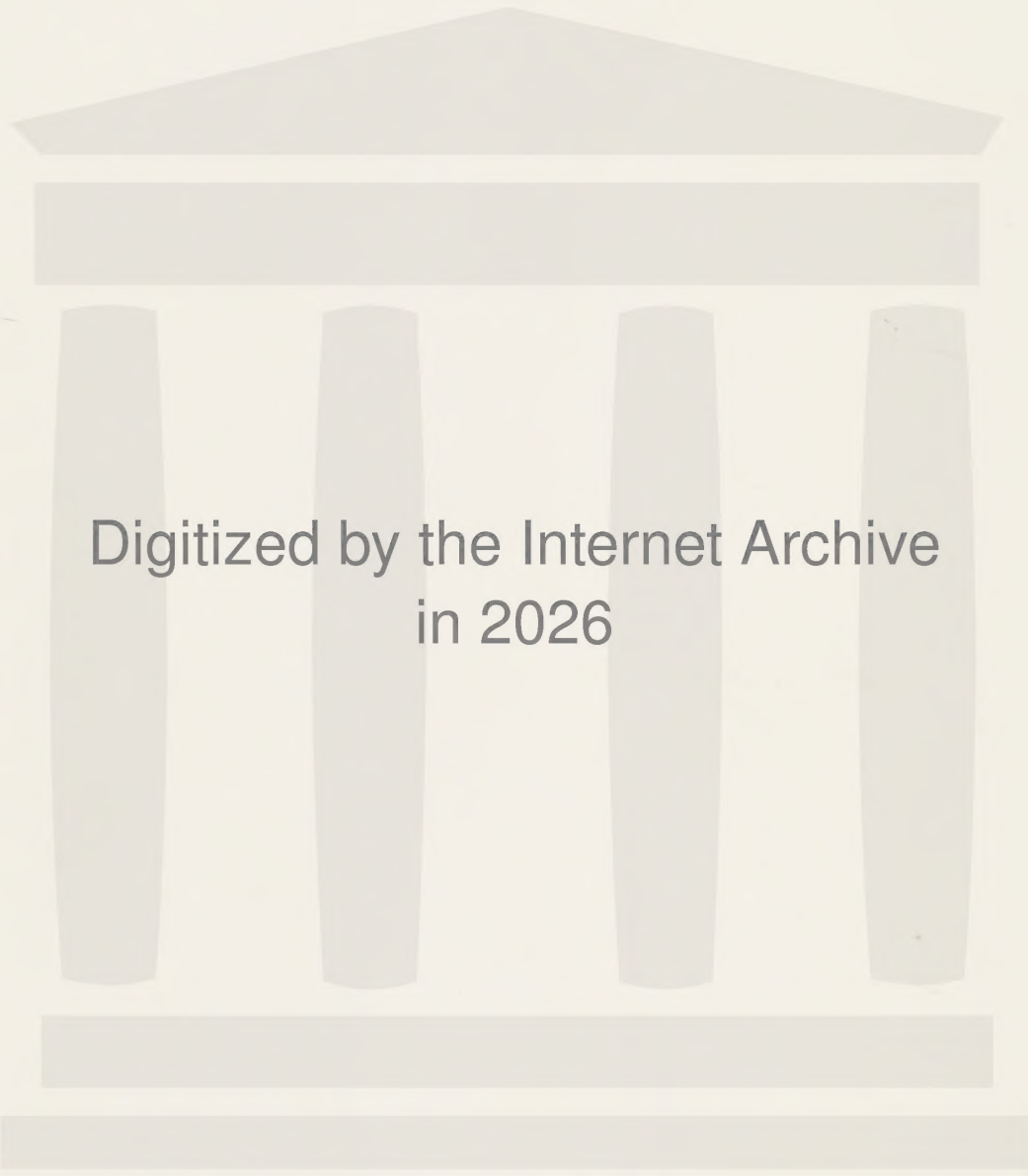
Amatschonjoch
2028 m

Windeckerspitz
2331 m

Blankuskopf
2334 m

Kalkalpine Mitteltriaslandschaft des Rätikon
Blick von Westen auf Amatschonjoch, Windeckerspitz und Blankuskopf





Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507221_0093

VORWORT

Die Anregung zu dieser Arbeit erhielt ich von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY im Frühsommer 1963. Die Feldarbeiten im Sommer 1963 galten vorerst einer Diplomarbeit, welche die Kartierung des Rellstales und seiner Umgebung mit besonderer Berücksichtigung des Verhältnisses der kalkalpinen Sedimente zum Golmer Lappen der Phyllitgneiszone beinhaltet.

Die Sommermonate der Jahre 1964 - 1966 dienten den stratigraphischen Untersuchungen und Profilaufnahmen im ganzen Arbeitsgebiet, wobei die Begehungen vom östlichen, schon vertrauteren Teil des Rätikon allmählich nach Westen bis zur Drei Schwestern-Kette ausgedehnt wurden. Zu Vergleichszwecken unternahm ich im Spätsommer 1966 noch eine kursorische Begehung der Unterengadiner Dolomiten und des Jaggl am Reschensee.

Die Auswertung der Feldergebnisse erfolgte am Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule und der Universität Zürich.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. TRÜMPY, sei für die rege Anteilnahme sowie die Anregungen und Ratschläge, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, bestens gedankt. Danken möchte ich Herrn Prof. TRÜMPY auch dafür, dass mir ein so schönes und interessantes Gebiet zur Bearbeitung zugewiesen worden ist.

Zu Dank verpflichtet bin ich weiterhin der Vorarlberger Illwerke Aktiengesellschaft, insbesondere Herrn Ingenieur BRÜGGER von der Projektierungsabteilung Rodund, für das stete Interesse, das meinen Untersuchungen entgegengebracht worden ist.

Mit dem unerwartet verstorbenen Herrn Dr. O. REITHOFER, dessen ich in ehrender Dankbarkeit gedenke, ergab sich oft Gelegenheit zur Erörterung geologischer Probleme des Rätikon.

Anlässlich von organisierten Exkursionen in meinem Arbeitsgebiet hatte ich auch die Möglichkeit mit den Herren Prof. Dr. E. KRAUS, Dr. K. MIGNON, Dr. R. OBERHAUSER, Dr. O. SCHMIDEGG und weiteren Kennern des Rätikon und seiner Umgebung ins Gespräch zu kommen.

Für seine allzeit wache Anteilnahme am Fortgang meiner Studien sei ebenfalls Herrn Dr. W. KRIEG, dem Leiter der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn, bester Dank ausgesprochen.

Ein besonders herzlicher Dank gilt der Familie Kristian Wachter, in deren gastlichem Haus in Böden bei der Haltestelle Vandans ich während aller Terrainsommer mein Standquartier habe aufschlagen dürfen. Auch der Familie Christl Maier vom Alpengasthaus Rellstal, der Familie Vallaster, ehem. Hüttenwart der Heinrich-Hueter-Hütte, und den Familien Schroth und Vögeli vom Alpenhotel Malbun möchte ich für die gewährte Gastfreundschaft herzlich danken.

Des weiteren sollen noch erwähnt werden meine Gebietsnachbarn F. HIRSCH, D. HELMCKE, H. SIEDEK und M. DINKELMAN in Erinnerung an manche anregende Diskussion und vergnügte Abende beim gemeinsamen Kegelschub.

Mein allergrösster und innigster Dank aber gilt letztlich meinen Eltern, die mir oft unter grossen persönlichen Opfern das Studium ermöglicht haben.

RÉSUMÉ

Le Trias moyen (Anisien et Ladinien) des Alpes Calcaires septentrionales du Rätikon (Vorarlberg, Autriche et Principauté du Liechtenstein) est subdivisé en formations lithostratigraphiques: Muschelkalk alpin, formations de Partnach et de l'Arlberg.

Le Muschelkalk alpin, débutant avec la sédimentation calcaire, se compose des membres suivants: couches de Punt la Drossa (équivalents minces et gréseux des couches de Reichenhall), couches de Gutenstein et couches de Reifling. Deux cartes palinspastiques reproduisent la répartition des faciès du Rätikon pendant l'Anisien moyen (couches de Gutenstein) et pendant le dépôt des couches de Reifling (Anisien supérieur et Ladinien inférieur). La limite Anisien/ Ladinien a été précisée dans ses rapports avec les niveaux cinéritiques de la Pietra Verde et a pu être déterminée avec une bonne approximation au moyen de Daonelles et de Conodontes.

La genèse des schistes argileux et des marnes de la formation de Partnach, qui ne peut être subdivisée en membres, reste encore en grande partie obscure.

La formation de l'Arlberg se compose elle aussi de trois membres: couches de l'Arlberg inférieures, moyennes et supérieures. La signification régionale des alternances de schistes et de calcaires dans les couches inférieures de l'Arlberg se retrouve sur une carte palinspastique. Les couches supérieures de l'Arlberg, déposées en milieu marin restreint et sursalé, sont surmontées d'une série gréseuse, base de la formation de Raibl. La limite exacte Ladinien/ Carnien - comme celle Scythien/ Anisien - ne peut être déterminée dans le Rätikon.

Dans le Rätikon occidental, la formation de l'Arlberg est représentée par des dépôts récifaux comparables aux dolomies de Wetterstein à structure de "Grossoolith" (cavités intrarécifales tapissées de dolomie prismatique).

Le chapitre final expose les résultats principaux concernant la répartition des faciès et leur importance pour des comparaisons régionales.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 5

Résumé 6

Inhaltsverzeichnis 7

Verzeichnis der Illustrationen und Tabellen 11

Einleitung

Geographischer Ueberblick 13

Historischer Ueberblick über die geologischen und stratigraphischen Bearbeitungen des Rätikon . 14

 19. Jahrhundert 14

 1900 - 1930 14

 1930 - 1950 14

 Bearbeitungen nach 1950 14

Methodisches zur stratigraphischen und sedimentologischen Klassifikation 15

Tektonischer Ueberblick

Einleitung 17

Tektonik des Rätikon westlich des Rellstales, der Davennagruppe und des westlichen Klostertal-Sattels 17

 Bauformen und Baustil 17

 Klostertal-Sattel und Davennagruppe 19

 Der Zusammenhang zwischen dem Klostertal-Sattel und der Fundelkopf-Alpila-Schuppe . . . 19

 Der Zusammenhang zwischen der Zimba-Schesaplana-Schuppe und der Davennagruppe . . . 19

 Der Zusammenhang zwischen der Zimba-Schesaplana-Schuppe und dem Klostertal-Sattel . . 20

Tektonik des Rätikon zwischen Rells- und Gampadelstal 21

 Einteilung 21

 Die Frescalot-Kristakopf-Schuppe 21

 Die Phyllitgneiszone 22

 Die Mittagspitz-Geisspitz-Zone 23

 Die Walseralpjoch-Schuppe 24

Zur Konstruktion der palinspastischen Kartengrundlage 24

 Berechnung des Zusammenschubes 24

 Bezugselemente der Abwicklung 24

Alpiner Muschelkalk

 Geschichtlicher Abriss zur Namengebung für die untere Mitteltrias des Ostalpins 25

 Die Benennung der unteren Mitteltrias im Rätikon 25

 Definition und Begrenzung des Alpinen Muschelkalkes 26

 Die Unterteilung des Alpinen Muschelkalkes im Rätikon 26

Punt la Drossa-Schichten 27

 Geschichtlicher Abriss über die Basisfolge des Alpinen Muschelkalkes und deren Benennung 27

 Definition und Begrenzung der Punt la Drossa-Schichten im Rätikon 27

Profilbeschreibungen 28

 Profil Sarojasattel (Drei Schwestern-Schuppe) 28

 Profil an der Strasse nach Relles (Davennagruppe) 29

 Profil bei der Haltestelle Vandans (Davennagruppe) 29

 Profil Voralpe Ruggell (Zimba-Schesaplana-Schuppe) 30

 Profil Wildbad (Mittagspitz-Geisspitz-Zone) 30

Verbreitung, Mächtigkeit und Gliederung 31

Fazies und Sedimentationsbedingungen 31

Gutensteiner-Schichten 32

 Geschichtlicher Abriss über die allgemeine Definition und den Anwendungsbereich der Bezeichnung "Gutensteiner Schichten" 32

 Definition und Begrenzung der Gutensteiner Schichten im Rätikon 33

Profilbeschreibungen 33

 Profil Sarojasattel (Drei Schwestern-Schuppe) 33

 Profil Vorder Valorsch (Heupiel-Schuppe) 35

 Profil Amatschonjoch (Zimba-Schesaplana-Schuppe) 36

 Profil Bürs (Fundelkopf-Alpila-Schuppe) 37

 Profil Wildbad (Mittagspitz-Geisspitz-Zone) 39

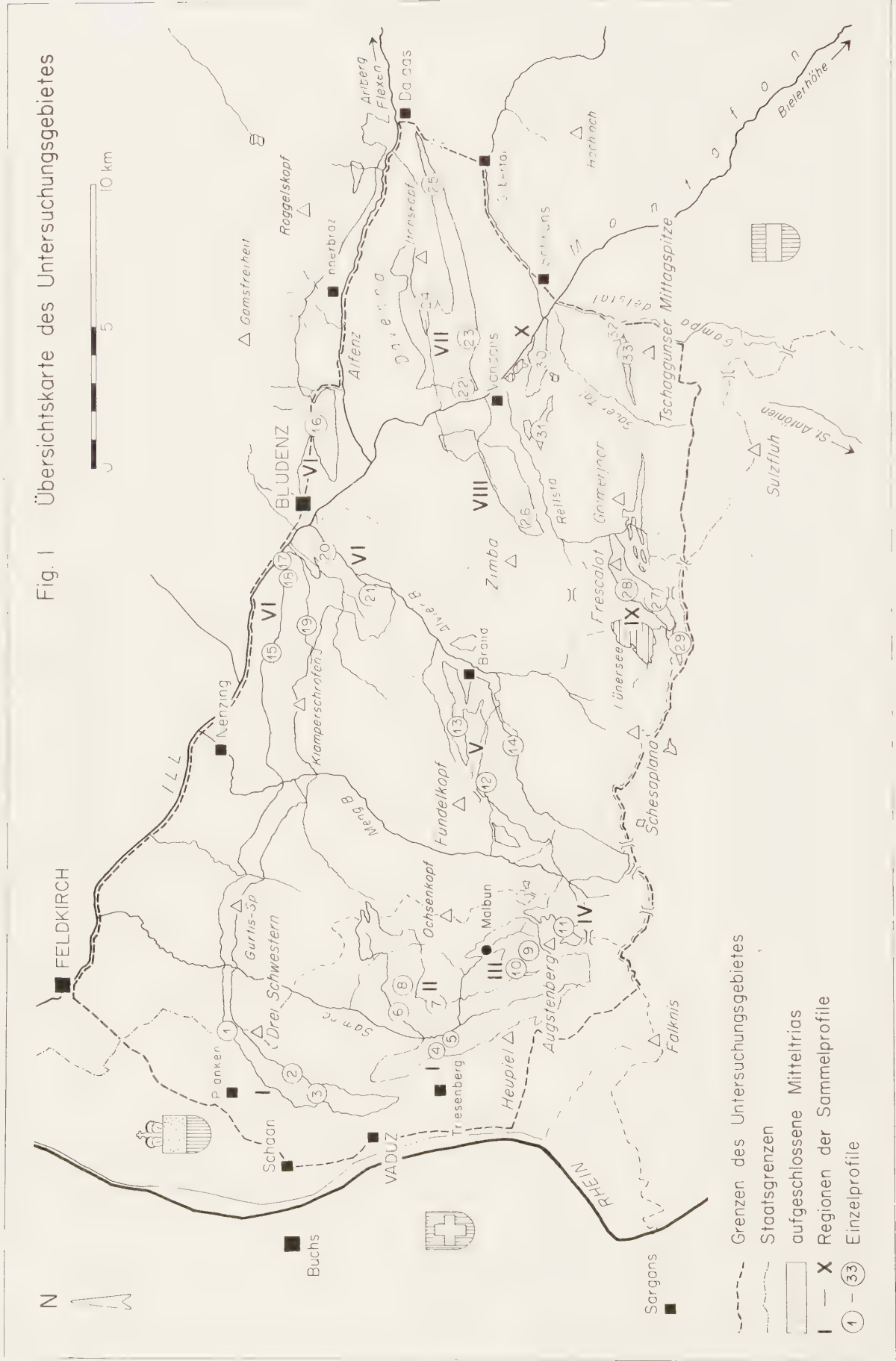
Gliederung	40
Westlicher und zentraler Rätikon	40
Reilstal und südöstliche Davennagruppe	41
Frescalot-Kette, Schuppen der Salonienalp und westlichste Mittagspitz-Geisspitz-Zone . . .	41
Kristakopf	42
Phyllitgneiszone und östliche Mittagspitz-Geisspitz-Zone	42
Mächtigkeiten	42
Fazies und Sedimentationsbedingungen	44
Kalkfazies	44
Dolomitfazies	47
Kalkige Fazies der Phyllitgneiszone und der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone	48
Bemerkungen zur Schichtung	49
Reifflinger Schichten	49
Geschichtlicher Abriss über die allgemeine Definition und den Anwendungsbereich	49
Definition und Begrenzung der Reifflinger Schichten im Rätikon	50
Das Verhältnis der Daonellen-Schichten zu den Reifflinger Schichten	50
Profilbeschreibungen	52
Profil Kulm (Heupiel-Schuppe)	52
Profil Hubel (Augstenberg-Schuppe)	53
Profil Amatschonjoch (Zimba-Schesaplana-Schuppe)	55
Profil Rungelin (Fundelkopf-Alpila-Schuppe - Klostertal-Sattel)	56
Profil Reilstal (Zimba-Schesaplana-Schuppe).	57
Verbreitung	58
Mächtigkeit	58
Gliederung	58
Encrinitenbank	59
Tiefere Reifflinger Kalke und Dolomite	59
Pietra Verde-Niveaux	59
Höhere Reifflinger Kalke und Dolomite	60
Grenzfolge der Reifflinger Schichten zur Partnach-Formation	61
Verteilung der Verkiezelungserscheinungen	61
Fazies und Sedimentationsbedingungen	62
Die Encrinitenbank (Mikrofazies Gu5)	62
Reifflinger Kalke (Mikrofazies Re 1, Re 1 E, Re 2 und Re 3)	62
Reifflinger Dolomite (Mikrofazies Re 4)	64
Kalkknollen und Hornsteinknauer	64
Der Pietra Verde-Vulkanismus	65
Petrographie der Pietre Verde	65
Regionale Verbreitung der Pietre Verde	66
Aufbau und Entstehung der Tufflagen	66
Herkunft des vulkanischen Materials	67
Zur Bathymetrie der Reifflinger Schichten	67
Die Anisian/Ladinian-Grenze mit besonderer Berücksichtigung der Daonellen- und	
Conodontenfauna	68
Partnach-Formation	
Geschichtlicher Abriss	70
Definition und Begrenzung der Partnach-Formation	71
Definition des Begriffes "Partnach-Kalk"	71
Gliederung	71
Mächtigkeit	72
Fazies und Sedimentationsbedingungen	72
Die Partnach-Schiefer und -Mergel (Mikrofazies Pa)	72
Zur Genese der Partnach-Schiefer	72
Die Partnach-Kalke (Mikrofazies Re 2, Re 3 bis A 1)	73
Arlberg-Formation	
Geschichtlicher Abriss	74
Definition und Begrenzung der Arlberg-Formation	74
Die Unterteilung der Arlberg-Formation im Rätikon	74
Untere Arlberg-Schichten	75

Definition und Begrenzung	75
Profilbeschreibungen	75
Profil Alpila (Drei Schwestern-Schuppe)	75
Profil Gorvion (Gorvion-Schuppe)	76
Profil Rellstal (Zimba-Schesaplana-Schuppe)	77
Profil Kristakopf (Frescalot-Kristakopf-Schuppe)	78
Gliederung, Verbreitung und Mächtigkeit	79
Regionale Anordnung der Zahl der Wechsellagerungen von Kalkbankfolgen und Schieferbändern	79
Korrelierbarkeit der Kalkbankfolgen der Unteren Arlberg-Schichten	82
Fazies und Sedimentationsbedingungen	82
Die Kalkbankfolgen (Mikrofazies A 1, untergeordnet A 2 und A 3)	82
Die Schieferbänder (Mikrofazies Pa)	83
Beziehungen zwischen Kalk- und Schieferfazies	84
Lebensbedingungen in der Kalkfazies	85
Mittlere Arlberg-Schichten	85
Definition und Begrenzung	85
Profilbeschreibungen	85
Profil Alpila - Kuhgrat (Drei Schwestern-Schuppe)	85
Profil Bergle (Heupiel-Schuppe)	86
Profil Rellstal (Zimba-Schesaplana-Schuppe)	87
Profil Lünérkrinne (Frescalot-Kristakopf-Schuppe)	87
Mächtigkeit und Verbreitung	88
Gliederung	89
Fazies und Sedimentationsbedingungen	90
Die dunkeln, feinkörnigen Kalke der Mikrofazies A 1 und A 2	90
Zur Fazies der Mittleren Arlberg-Schichten in den Mulden der Phyllitgneiszone und der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone	91
Lebensspuren (Bodenmarken) und Lebensbedingungen	92
Obere Arlberg-Schichten	93
Definition und Begrenzung	93
Profilbeschreibungen	93
Profil Bergle (Heupiel-Schuppe)	93
Profil Hubel (Augstenberg-Schuppe)	95
Profil Alplegi - Relles (Davennagruppe)	96
Profil Rellstal (Zimba-Schesaplana-Schuppe)	99
Profil Lünérkrinne (Frescalot-Kristakopf-Schuppe)	100
Verbreitung und Aufschlussverhältnisse	102
Gliederung	102
Mächtigkeit	103
Fazies und Sedimentationsbedingungen	103
Brekzien	103
Beziehungen zwischen den Brekzien und Rauhwacken	104
Dolomite und Dolomitisierung	105
Lebensbedingungen	106
Schichtung	106
"Mud Cracks" und Hohlraumbildungen	107
Der Ablagerungsraum der Oberen Arlberg-Schichten	107
Die Transgression der Raibler Sandsteine und Siltschiefer	108
Riffazies der Arlberg-Formation	108
Einleitung	108
Verbreitung	108
Mächtigkeiten	108
Fazies	109
Fazies des zentralen Riffbereiches	109
Die Karbonatgesteine des Riffsaumes	109
Aufbau eines Riffes und Zusammenhang mit dem ausserrezifalen Bereich	110
Paläogeographie	112
Zusammenfassender Ueberblick	
Einleitung	112

Tektonik	112
Stratigraphie und regionale Faziesvergleiche	113
Alpiner Muschelkalk	113
Punt la Drossa-Schichten	113
Gutensteiner Schichten	113
Reiflinger Schichten	114
Beziehungen zum Zentralostalpin Graubündens im Anisian	114
Anisian/Ladinian-Grenze	115
Partnach-Formation	115
Arlberg-Formation	115
Untere, Mittlere und Obere Arlberg-Schichten	115
Riffbildungen der Arlberg-Formation	116
Beziehungen zum Zentralostalpin Graubündens im Ladinian	116
Ladinian/Carnian-Wende	116
Literaturverzeichnis	142
Verzeichnis der Karten	149

VERZEICHNIS DER ILLUSTRATIONEN UND TABELLEN

Fig. 1	Uebersichtskarte des Untersuchungsgebietes	12
Fig. 2	Antiklinale Relles - Mustrigiltobel	20
Fig. 3	Loslösung der Frescalot-Kristakopf-Schuppe von der Zimba-Schesaplana-Schuppe . .	22
Fig. 4	Tektonisches Profil durch den Sarojasattel	28
Fig. 5	Profil durch den Rossberggrat (Frescalot-Kette) zwischen P.2356 und P.2468	41
Fig. 6	Fazieskarte des unteren und mittleren Anisian, Gutensteiner Schichten	43
Fig. 7	Schematischer Quer- und Längsschnitt des Genus <i>Physoporella</i>	45
Fig. 8	Schematischer Längsschnitt durch <i>Diplopora helvetica</i>	46
Fig. 9	Profil durch die Reiflinger Schichten beim Kulm	51
Fig.10	Vergleichsprofile durch die Pietra Verde-Niveaux	59
Fig.11	Die Daonellen-Schichten (obere Reiflinger Schichten) am Nossnitz	61
Fig.12	Fazieskarte des oberen Anisian und untersten Ladinian	63
Fig.13	Ansicht des Gorfion vom Augstenberg aus	77
Fig.14	Verteilung der Wechsellagerungen zwischen Kalkbankfolgen und Schieferbändern in den Unteren Arlberg-Schichten	80
Fig.15	Ansichtsskizze des Grates Lünkerkrinne - Salonienkopf	81
Fig.16	Schematische Darstellung der Mächtigkeitsbeziehungen und des Grenzverlaufs zwischen Unteren und Mittleren Arlberg-Schichten	89
Fig.17	Gesamtansicht der Tidrüfe	111
Tabelle 1	Mächtigkeiten der Pietra Verde-Lagen	60
Tabelle 2	Zusammenstellung der Spezies der Conodontenfauna des Rätikon	69
Tabelle 3	Exemplarweise Zusammenstellung der Conodonten-Spezies nach Profilen und Niveaux der Probeentnahme	69
	Photographien 1 - 52, mit Erläuterungen	118 - 141
	Tektonische Karte des Rätikon	Anhang
	Stratigraphische Sammelprofile und Korrelationen	Anhang
Titelbild	Kalkalpine Mitteltriaslandschaft des Rätikon	



EINLEITUNG

GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Unter dem Rätikon versteht man im weiteren Sinne das Gebiet zwischen Rhein, Ill, dem Gargellner Tal, Schlappiner Joch und der Landquart. Im engeren Sinne wird damit auch die Bergkette bezeichnet, über welche vom Falknis bis zum Madrisahorn die Staatsgrenze zwischen der Schweiz, Liechtenstein und Oesterreich verläuft.

Die Verbreitung der kalkalpinen Mitteltrias beschränkt sich fast ausschliesslich auf das nördlich vom Grenzkamm gelegene österreichische und liechtensteinische Hoheitsgebiet. Einzig zwischen der Grossen Furkla und den Kanzelköpfen südlich des Lünersees stehen auch auf schweizerischem Gebiet bescheidene Mitteltriasvorkommen an, die aber für stratigraphische Profilaufnahmen ungeeignet sind.

Morphologisch dominiert im sedimentären kalkalpinen Anteil des Rätikon der Hauptdolomit, der die Mehrheit aller Gipfel aufbaut und von dessen Felswänden riesige, bis in die Talgründe hinabreichende Schutthalden ausgehen. Das tektonisch mit den Kalkalpen verbundene Kristallgebiet der Phyllitgneiszone zeichnet sich im Gegensatz zu den schroffen, hauptsächlich vom Hauptdolomit geprägten Formen im Sedimentgebiet durch ein sanfteres, ausgeglicheneres und stark glazial überprägtes Relief aus, in das sich lediglich einzelne Bäche in steilen, runsenartigen Tobeln eingefressen haben.

Die Mittlere Trias tritt im Gelände weniger auffallend in Erscheinung als der Hauptdolomit, doch können auch der Alpine Muschelkalk und die Arlberg-Formation mitunter ansehnliche Felsstufen bilden, zwischen denen sich die Partnach-Formation als steile, meist grasbewachsene Terrasse ausnimmt. Ein landschaftliches Charakteristikum der Mitteltrias sind die Unteren Arlberg-Schichten mit den Wechselagerungen von Karbonatbänken und Schieferbändern, die als "Freschen" oder "Bliessen" bezeichnet werden.

Eine typische Mitteltriaslandschaft des Rätikon stellt das im Titelbild erfasste Gebiet zwischen Amatschonjoch, Windeckerspitz, Blankuskopf und Setsch Alpe dar. Auf die Steilstufe des Alpinen Muschelkalkes, links unten im Bild, folgt die mit Gras bewachsene Partnach-Formation und darüber die Arlberg-Formation mit den mächtig ausgebildeten Unteren Arlberg-Schichten.

Aus Gründen der tektonischen Zusammengehörigkeit wurden auch die geographisch ausserhalb des Rätikon liegende Davennagruppe zwischen dem Montafon, Silbertal und Klostertal und der aus Mitteltrias bestehende Hügelzug des Rungelin östlich von Bludenz in die Untersuchungen miteinbezogen.

Die in dieser Arbeit angeführten Alp-, Pass-, Berg-, Flur- und Ortsnamen beziehen sich in der Regel auf die Landeskarte der Schweiz 1:50 000, Blatt 237 (Walenstadt) und Blatt 238 (Montafon) oder die Landeskarte der Schweiz 1:25 000, Blätter 1135 (Buchs), 1136 (Drei Schwestern), 1155 (Sargans), 1156 (Schesaplana) und 1157 (Sulzfluh). Wo hingegen in Ausnahmefällen die Namengebung oder die Schreibweise von Namen auf den schweizerischen topographischen Karten zweifellos in Widerspruch zur Ueberlieferung und zum Gebrauch stehen, wurde auf die geologischen Karten 1:25 000 des Rätikon, des Walgaues und des Fürstentums Liechtenstein Bezug genommen. Im Falle des Frescalot und des Nospitzes wurde die in der geologischen Literatur überlieferte und auf älteren Kartenwerken gebräuchliche Namengebung an Stelle der auf den besagten neueren Karten eingetragenen Namen "Freschluakopf" und "Nospitz" beibehalten. Wo es schliesslich noch zweckmässig erschien, wurden einstige, in der älteren Literatur erwähnte geographische Eigennamen in Klammern hinter die heute übliche Bezeichnung gesetzt.

Verzeichnis der aufgenommenen Profile (Fig. 1)

1	Sarojasattel	14	Brüggele Alp	26	Rellstal
2	Alpila, Alpila-Kuhgrat	15	Schneiderstein		(oberhalb Voralpe Ruggell)
3	Tidrüfe	16	Rungelin	27	Rossberg zwischen Pt. 2356
4	Kulm (alter Tunnel)	17	Fürkele-Ost (aufgel. Steinbruch)		und Pt. 2468 und bei
5	Sücka	18	Fürkele		Koord. 776 700 / 213 170
6	Vorder Valorsch	19	Plattenbach	28	Lünerkrinne
7	Bergle	20	Bürs	29	Kanzelköpfe
8	Schönberg	21	Tschappina	30	Kristakopf
9	Hubel	22	Böden - St. Anton i. M.	31	Ganeu-Mulde und Aualatsch-
10	Nosspitz	23	Strasse nach Relles		Mulde (Phyllitgneiszone)
11	Gorvion	24	Alplegi - Relles	32	Wildbad (Mittagspitz-Zone)
12	Amatschonjoch	25	Ganzaleita (westlich	33	Pt. 1733, oberhalb Hohegga
13	Niggenkopf		Kristbergsattel)		(Mittagspitz-Zone)

HISTORISCHER ÜBERBLICK ÜBER DIE GEOLOGISCHEN UND STRATIGRAPHISCHEN BEARBEITUNGEN DES RÄTIKON

19. JAHRHUNDERT

Ueber die geologische Erforschung des Rätikon in diesem Zeitabschnitt gibt D. TRÜMPY (1916) in seinem Literaturverzeichnis eine detaillierte chronologische Uebersicht, so dass wir uns hier auf die Erwähnung des wichtigsten Schrifttums beschränken können.

Die ersten geologischen Aufzeichnungen über den Rätikon stammen von Markscheider A. R. SCHMIDT, der im Jahre 1843 im Auftrage des geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg verschiedene Begehungen unternommen hatte. Auf SCHMIDT folgte A. ESCHER von der LINTH (1846 und 1853), der das Gebiet auf mehreren Routen durchstreifte, dabei aber weder zu einem allgemeinen Ueberblick noch zur Aufstellung einer stratigraphischen Schichtfolge für die kalkalpinen Sedimente gelangte. Diese letztere Pionierarbeit blieb FERDINAND Freiherrn von RICHTHOFEN (1859, 1862) vorbehalten, auf dessen Verdienste wir noch des öftern zu sprechen kommen werden.

E. von MOJSISOVICS (1873) erkannte die Scholleneinteilung des Rätikon und leistete damit einen wesentlichen Beitrag zum Verständnis der Tektonik, konnten doch die MOJSISOVICS'schen Schollen unter Beibehaltung der wichtigsten Begrenzungen später im Sinne der Deckentektonik ohne Schwierigkeiten umgedeutet werden (vgl. S. 17). Bei seinen stratigraphischen Korrelationen war MOJSISOVICS weniger erfolgreich und brachte wieder Unklarheit, wo RICHTHOFEN bereits die richtigen Zusammenhänge erkannt hatte (vgl. S. 74). Mit MOJSISOVICS war die erste geologische Phase im Rätikon abgeschlossen. Ihr folgten bis zur Jahrhundertwende die Arbeiten von CHR. TARNUZZER (1891) und TH. G. SKUPHOS (1893). Während TARNUZZER an der RICHTHOFEN'schen Stratigraphie etliche Verfeinerungen anbringen konnte, verstieg sich SKUPHOS in seiner Arbeit über die Partnach-Schichten in wilde Deutungen über den Umfang und die Korrelation derselben, die sich als gänzlich unzutreffend erwiesen (vgl. S. 70).

1900 - 1930

In die erste Hälfte dieser Zeitspanne fällt die zweite Phase in der geologischen Erforschung des Rätikon. Sie ist gebunden an die Namen W. von SEIDLITZ (1906) und D. TRÜMPY (1916).

W. von SEIDLITZ fiel die Aufgabe zu, der noch jungen Deckenlehre auch im Rätikon zum Durchbruch zu verhelfen. Es geschah dies ein Jahr nach dem Erscheinen des zweiten Bandes von A. ROTHPLETZ' "Geologischen Alpenforschungen", in welchen für den kalkalpinen Anteil des Rätikon eine beschränkte Ueberschiebung aus östlicher Richtung angenommen wurde.

D. TRÜMPY hat sich vor allem um die Stratigraphie der kalkalpinen Trias unseres Untersuchungsgebietes verdient gemacht, wobei besonders die zahlreichen Detailprofile zu erwähnen sind, die auch noch uns eine wertvolle Hilfe waren.

In den zwanziger Jahren wurde der mittlere und östliche Rätikon in den Dissertationen von P. ARNI, J. GUBLER, W. O. LEUTENEGGER, A. H. STAHEL und J. VERDAM bearbeitet. Im Vordergrund standen dabei die Kartierung im Massstabe 1:25 000 und tektonische Probleme, während in der Stratigraphie gegenüber D. TRÜMPY kaum Fortschritte erzielt wurden.

1930 - 1950

Diese beiden Jahrzehnte sind gekennzeichnet durch die verschiedenen Veröffentlichungen des unermüdlichen Erforschers der Ostalpen, OTTO AMPFERER. Er wandte sein Interesse hauptsächlich tektonischen Fragen und später der umfassenden Neukartierung des gesamten Rätikon zu.

1936 erschien die vortreffliche Studie von M. M. BLUMENTHAL über den Sedimentzug der Tschaggunsner Mittagspitze und die angrenzenden Zonen. Die Ausführungen BLUMENTHALs standen im Gegensatz zu den Thesen von M. RICHTER, der sich nach dem Versuch einer Deutung der grosstektonischen Zusammenhänge zwischen dem Rätikon und den Klostertaler Alpen (1929) auch den tektonischen Verhältnissen im östlichen Rätikon zugewandt hatte (1930).

BEARBEITUNGEN NACH 1950

Zwischen 1950 und 1957 erschienen die drei Berner Dissertationen von F. ALLEMANN, R. BLASER und H. SCHAETTI über die Geologie des Fürstentums Liechtenstein. Sie liefern einige interessante tektonische Details, insbesondere die westvergente Verschuppung in der Drei Schwestern-Kette und sind als Erläuterungen zur geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein aufzufassen, die von den drei genannten Autoren aufgenommen und zusammengestellt worden ist.

Im mittleren und östlichen Rätikon wurden nach den Kriegswirren, die die Drucklegung der sozu-

sagen abgeschlossenen Kartierungsarbeiten O. AMPFERERs verunmöglicht hatten, die geologischen Untersuchungen teils im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt in Wien teils im Zuge der Prospektierungen für die Bauvorhaben der Vorarlberger Illwerke von O. REITHOFER, O. SCHMIDEGG und K. MIGNON wieder aufgenommen. Das Schwergewicht der Interessen galt weiterhin tektonischen Problemen, bei denen es vor allem um die Erfassung der gebirgsbildenden Bewegungsphasen mittels zahlreicher Strukturmessungen ging.

1956 und 1958 widmete sich M. RICHTER erneut der Korrelierung von tektonischen Elementen zwischen dem Rätikon und dem Klostertal und setzte sich dafür ein, dass die Einteilung der Nördlichen Kalkalpen in eine Allgäu-, Lechtel- und Inntal-Decke für den Rätikon endültig aufzugeben sei und nurmehr von einer oberostalpinen Decke gesprochen werden sollte.

Im Frühling 1965 erschien die von W. HEISSEL, R. OBERHAUSER, O. REITHOFER und O. SCHMIDEGG in den Jahren 1953 - 1961 aufgenommene geologische Karte des Rätikon, mit der das schon von AMPFERER begonnene Kartierungswerk endlich seinen Abschluss gefunden hatte. Die geologische Karte des Rätikon überlappt im Westen die geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein und im Norden die 1967 erschienene Karte des Walgaues.

Ebenfalls aus jüngster Zeit bleiben noch die Studie von O. REITHOFER (1965) über den Krestakopf (Kristakopf) und die beiden unveröffentlichten Diplomarbeiten von H. SIEDEK (1965) über die Mittagspitz-Geisspitz-Zone und von M. DINKELMAN (1967) über das Gebiet des Wasenspitzes im Brandnertal zu erwähnen.

METHODISCHES ZUR STRATIGRAPHISCHEN UND SEDIMENTOLOGISCHEN KLASSIKATION

Die Mitteltrias des Rätikon und der Davennagruppe wird in lithostratigraphische Einheiten aufgeteilt, die im wesentlichen mit denjenigen bei F. HIRSCH (1966, p. 7) übereinstimmen. Es werden Formationen und Formationsglieder ausgeschieden, für deren Definition wir uns auf den "Code of Stratigraphic Nomenclature" der "American Subcommission on Stratigraphic Terminology" (H. D. HEDBERG, 1967) berufen.

Die lithostratigraphischen Einheiten der Mitteltrias unseres Gebietes verkörpern eine oder mehrere Fazies in der Definition von E. HAUG (1907, 1911). Sie sind im Felde ohne Hilfsmittel auf Grund makrofazieller Unterschiede voneinander abgrenzbar und sind durch verschiedene, ihnen jeweils als typisch zukommende Mikrofazies gekennzeichnet. Diese Mikrofazies wurden von HIRSCH (pp. 11 - 31) eingeführt und erläutert, der dabei teilweise auf der mikrofaziellen Darstellung der Gutensteiner Schichten durch E. FLÜGEL und M. KIRCHMAYER (1963) aufbauen konnte.

Die von HIRSCH aufgestellten Mikrofaziesbezeichnungen werden bei den Gesteins- und Dünnschliffbeschreibungen sowie bei den Photoreproduktionen nach Möglichkeit beigelegt, und bei der faziellen Behandlung der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten ist die Einteilung nach Mikrofaziestypen weitgehend berücksichtigt worden. Auf eine eigene, nochmalige Definition aller Mikrofaziestypen glaubten wir dagegen m. E. verzichten zu können, da dies zu grossen Teilen einer Rekapitulation der Ausführungen von HIRSCH gleichgekommen wäre.

In der Verwendung von Stufennamen und noch mehr in der Bezeichnung von Unterstufen haben wir uns stark zurückgehalten, da sich im Rätikon und in den östlich anschliessenden Regionen der Nördlichen Kalkalpen nur die Anisian / Ladinian-Grenze mit guter Annäherung festlegen lässt, alle anderen chronostratigraphischen Grenzen innerhalb der Mittleren Trias, wie auch deren chronostratigraphische Liegend- und Hangendbegrenzung, aber ziemlich unsicher sind.

Die Mikrofaziestypen der Mitteltrias wurden nebst einer charakteristischen Dünnschliffbeschreibung und dem lithologischen Habitus auch nach der Klassifikation der Karbonatgesteine von R. FOLK (1959) definiert. Von der FOLKschen Klassifikation haben wir bei den Dünnschliffbeschreibungen ebenfalls mehrere Begriffe, wie "Mikrit, Dysmikrit, Pellets, Intraklasten", entlehnt. Auch bei den Photoreproduktionen ist überall die FOLKsche Bezeichnung angeführt, wo diese sinnvoll erscheint.

Ausser der Klassifikation nach FOLK sind Nomenklaturen über Karbonatgesteine von ARN. HEIM (1910 - 1917), L. CAYEUX (1935), W. H. TWENHOFEL (1950, 1961), H. FÜCHTBAUER (1959), W. C. KRUMBEIN und L. L. SLOSS (1963) und G. M. FRIEDMAN (1965) berücksichtigt worden.

Die Bezeichnung "Onkolith" von ARN. HEIM wurde auf die pseudo-oolithischen Strukturen insbesondere von Karbonaten der Arlberg-Formation angewandt, und von L. CAYEUX ist der Begriff der "structure grumeleuse" übernommen und durch die auch von HIRSCH verwendete Bezeichnung "Grumit" erweitert worden. Mit Grumit wird ein Gestein benannt, bei dem die grumitische Struktur über alle anderen Mikrofaziesmerkmale dominiert.

Auf G. M. FRIEDMAN basieren unsere Einteilungen der Korngrössen und der Kornmorphologie. Bei den Korngrössen unterscheiden wir folgende Klassen:

mikrokristallin	0 - 10 Mikron	(= dicht)
feinkristallin	10 - 250 Mikron	(= feinkörnig)
mittelkristallin	250 - 500 Mikron	(= mittelkörnig)
grobkristallin	500 u. mehr Mikron	(= grobkörnig)

In der Kornmorphologie sind die FRIEDMANschen Grundelemente "idiotop" und "xenotop" verwendet worden. Die Begriffe "lutitisch" und "arenitisch" sollen Körnern und Kornaggregaten vorbehalten bleiben, deren mechanische Umlagerung auf Grund von gradierter Schichtung, Kreuzschichtung und weiterer Zusammenschwemmungsmerkmale als sehr wahrscheinlich gilt.

Für die Klassifikation der Seichtwasserbildungen und der zyklischen Sedimentation erwiesen sich die Arbeiten von A.G. FISCHER und F.B. van HOUTEN (1964) sowie weitere Beiträge aus dem "Symposium on Cyclic Sedimentation", Lawrence, 1964, als wertvolle Hilfe.

Die Einteilung der Schichtung erfolgte nach der leicht modifizierten und ins Deutsche übertragenen Klassifikation von INGRAM (1954). Es bedeuten:

	laminirt	dünngeschichtet	feinbankig	mittelbankig	grobbankig	massig
Schichtdicke	bis 1 cm	1 - 3 cm	3 - 10 cm	10 - 30 cm	30 - 100 cm	100 u. mehr cm

TEKTONISCHER ÜBERBLICK

EINLEITUNG

Der kalkalpine Anteil des Rätikon ist eine Decke, deren Ueberlagerung auf die tektonisch tieferen Elemente im Süden, Westen und Norden lückenlos nachweisbar ist. Im Osten ist die tektonische Unterlage der oberostalpinen Deckmasse im Fenster von Gargellen aufgeschlossen, während sie innerhalb des Rätikon in zahlreichen Aufbrüchen durch das Deckgebirge zu Tage tritt.

Nachdem W. von SEIDLITZ die Vermutungen von TERMIER, SCHARDT und LUGEON, dass die Nördlichen Kalkalpen des Rätikon eine ortsfremde Decke darstellen, in seiner Dissertation (1906) und drei weiteren Arbeiten (1910 - 1913) bestätigt hatte, war der Deckennatur gegenüber sämtlichen Varianten der Autochthonie, den beschränkten Falten- und Ueberschiebungshypothesen, zum Durchbruch verholfen. Das SEIDLITZsche Deckenschema wurde von D. TRÜMPY (1916) ausgebaut und verbessert. Er deutete die Scholleneinteilung 'MOJSISOVICS' im Sinne der Deckenlehre um und ersetzte den an die einstige autochthon verstandene Bruch- und Verwerfungstektonik gemahnenden Ausdruck "Scholle" durch "Schuppe". Bei der Untersuchung des Verlaufes der Schuppenränder kam TRÜMPY zum Ergebnis, dass sich die Schuppen von S nach N und von E nach W überschoben hätten und die Schuppenränder deshalb oft von SW nach NE verliefen. Besonders erwähnt werden auch die Querspalte mit N - S verlaufenden Achsen, die ebenfalls der Falknis-Decke eigen sind. Bei der Behandlung der Bewegungsphasen vertritt TRÜMPY die Ansicht, dass die oberostalpine Decke schon vor der "mise en place" ihrer tektonischen Unterlage dieser aufgeschoben war, während die Ausbildung der Schuppen einer jüngeren Phase zugeschrieben wird. Für die Ueberschiebung der ostalpinen Decke auf ihre Unterlage wird ein Schub aus SE angenommen.

In den meisten neueren und neusten Publikationen über den Rätikon oder Teile desselben haben die tektonischen Probleme vor der Stratigraphie immer einen dominierenden Platz eingenommen. Besonders dem Bewegungsmechanismus am Westende der Nördlichen Kalkalpen wurde in zahlreichen Veröffentlichungen Beachtung geschenkt (AMPFERER, BLUMENTHAL, M. RICHTER, SCHMIDEGG u.a.). In seiner letzten Abhandlung "Ueber den Bau der Nördlichen Kalkalpen im Rätikon" (1958) gibt M. RICHTER auch eine tektonische Kartenskizze des gesamten Rätikon und der angrenzenden Gebiete.

TEKTONIK DES RÄTIKON WESTLICH DES RELLSTALES, DER DAVENNA-GRUPPE UND DES WESTLICHEN KLOSTERTAL-SATTELS

BAUFORMEN UND BAUSTIL

Beim Verfolgen der Schuppengrenzen und der verschiedenen Aufbruchzonen von Gesteinen der Aroser Zone und von Flysch ergeben sich für den ganzen westlichen Rätikon charakteristische Bauformen, die alle in ursächlichem Zusammenhang mit dem Schuppenbau stehen. Sie sind bedingt durch die im Vergleich zur horizontalen Ausdehnung geringe Mächtigkeit der oberostalpinen Schubmasse, die Unterteilung der letzteren durch die inkompetenten Schichten der Raibler-Formation und durch die Unterlagerung des Kalkalpines von der sich ebenfalls äusserst inkompetent verhaltenden Aroser Zone (Quetschzone).

Auf seitliche Beanspruchung reagierte die kalkalpine Sedimenttafel mit der Bildung von Falten. Antiklinalen, an denen der gesamte oberostalpine Schichtstoss in konkordanter Lagerung beteiligt ist, sind im Rätikon jedoch selten. In den meisten Fällen wurde nämlich die Mitteltrias (und Untertrias) im Scheitel und an den Schenkeln der initialen Antiklinalen von sich diapirisch verhaltendem, inkompetentem Material, das mehrheitlich der Aroser Zone zuzurechnen ist, durchbrochen (sog. Aufbruchzonen). Das beste Beispiel einer Aufbruchzone ist die von W. O. LEUTENEGGER (1928) und J. VERDAM (1928) beschriebene Aufwölbung von Brand (bei J. GUBLER, 1927, "Bombement de Brand") und ihrer westlichen Fortsetzung über die Alp Palüd zum Amatschonjoch.

Das diapirisch zwischen der aufgebrochenen Mitteltrias aufquellende Material der Aroser Zone kam auch in Berührung mit der Raibler-Formation, die wegen ihres plastischen Verhaltens nicht wie die Mitteltrias zerbrach, sondern sich oft innig mit den Gesteinen der Aroser Zone vermischte. Dadurch entstand ein wirres Durcheinander von Material der Aroser Zone und Raibler Gesteinen, wie wir es besonders in der Umgebung des Loischkopfes und der Parfienz Alpe sowie zwischen Mattla-Joch und Sass-Fürkele vorfinden. Verstärkt wurde die Ineinanderwahrung der Raibler-Formation und der Aroser Zone noch durch die Ablösung des Hauptdolomites auf dem "Schmierhorizont" der Raibler-Formation, wobei der erstere, wie M. RICHTER (1958) vermerkt, in der Schubrichtung über die Raibler-Formation hinwegbewegt wurde. Aus dieser wurde das inkompetenteste Material, der Gips, vielfach an der Basis der Hauptdolomitplatten mitgerissen und an deren Stirn angehäuft. Als Beispiel für diesen Mechanismus soll wiederum das Gebiet zwischen dem Daleu und dem Loischkopf dienen.

O. AMPFERER (1934, p. 24 ff.) deutete die Vergesellschaftung von Gesteinen der Aroser Zone (Quetschzone) mit Raibler Gips ganz im Sinne der von ihm im Rätikon vehement verfochtenen These der Reliefüberschiebungen. Die Gipsgebiete hätten nach AMPFERER Reliefdepressionen dargestellt, in welche das Quetschzonenmaterial als Reliefüberschiebung von E her eingeschoben worden wäre. Damit lehnte AMPFERER eine Herkunft der Quetschzone aus der jetzigen Unterlage der kalkalpinen Deckmasse des Rätikon für viele Vorkommen ab; insbesondere für den Loischkopf, die Parfienz Alpe und das Mattla-Joch, aber auch für die Aufschlüsse im Grasser Tobel (westlich Brand) und bei der Alp Palüd. Um den späten Einschub von Quetschzonenmaterial mechanisch wahrscheinlicher werden zu lassen, nimmt AMPFERER eine höhere, heute vollständig erodierte Decke an, die an ihrer Basis ebenfalls Gesteine der Aroser Zone (Quetschzone) mitgeschleppt hätte.

An den schon von TRÜMPY erwähnten S - N bis E - W gerichteten Ueberschiebungen einer höheren Schuppe auf eine tiefere ist meist der gesamte Schichtstoss der kalkalpinen Sedimente bis hinunter zur primären listrischen Abscherungsfläche, die im mittleren und westlichen Rätikon im oberen Buntsandstein, den Punt la Drossa-Schichten oder den unteren Gutensteiner Schichten liegt, beteiligt. An diesen Ueberschiebungen, die als dachziegelartig bezeichnet werden können, sind oft beträchtliche Mengen von Gesteinen vorwiegend der Aroser Zone hochgeschürft worden.

Ausgeprägt ist die dachziegelartige Ueberschiebung zwischen der Zimba-Schesaplana-Schuppe und der Gorvion-Schuppe, bzw. der Fundelkopf-Alpila-Schuppe. Die Ueberschiebung entwickelt sich aus einer Antiklinale am Hornspitz, erreicht einen maximalen Ueberschiebungsbetrag von etwa 500 m, der auf das Glattjoch zu wieder stark abnimmt, und wird im Gebiet der Parfienz Alpe von der durch das differentielle Vorrücken des Hauptdolomites des Daleu verursachten Bauform abgelöst.

Die bedeutendste der dachziegelartigen Ueberschiebungen ist diejenige der Gorvion-Schuppe (4) auf die Augstenberg-Schuppe (3). Sie beträgt maximal etwa 3 km, nimmt aber vom Stüber-Fall an in nordöstlicher Richtung rasch ab und läuft schliesslich westlich der Setsch Alpe, wie es auch O. SCHMIDEGG (Aufnahmebericht, 1959) bemerkt, in der Arlberg-Formation aus. Wir haben demnach hier das "Scharnier", um welches sich jeder Punkt der Gorvion-Schuppe bei der Ueberschiebung auf die Augstenberg-Schuppe im Uhrzeigersinn gedreht hat.

Auch die Ueberschiebung der Augstenberg-Schuppe auf die Heupiel-Schuppe (2) weist denselben Mechanismus mit einem "Scharnier" in der Nähe des Schlucher (östlich Kurhaus Malbun) auf. SCHÄETTI (1951) verzeichnet im untersten Teil des Schlucher, oberhalb der Kapelle Malbun, Alpinen Muschelkalk, den SCHMIDEGG auf der geologischen Karte des Rätikon als Raibler Kalke und Dolomite eingetragen hat, während wir dasselbe Vorkommen zur Arlberg-Formation in der Fazies der Oberen Arlberg-Schichten des Hubel (vgl. S. 95) rechnen. Der Aufschluss gehört unserer Ansicht nach noch zur Heupiel-Schuppe und wäre tektonisch überlagert von Partnach-Schiefern der Augstenberg-Schuppe, über welchen wieder Arlberg-Kalke und -Dolomite folgen, die sich faziell nicht von denen im Liegenden der Partnach-Schiefer unterscheiden.

Dass die auslaufende Ueberschiebung der Augstenberg-Schuppe auf die Heupiel-Schuppe in dieser unscheinbaren Ueberlagerung jüngerer Schichten durch Partnach-Schiefer zu suchen sei und nicht bei den weiter oben im Schlucher durchziehenden Aufschlüssen von Aroser Zone, ist auch die Meinung von O. SCHMIDEGG (Aufnahmebericht, 1959). Er vermerkt, dass die besagten Aufschlüsse von Aroser Zone nicht als an der Basis einer höheren Schuppe vorgeschürft zu betrachten seien, sondern als "Aufbruch aus dem Liegenden" in einer durch das nachträgliche differentielle Vorrücken des Hauptdolomites vom Ochsenkopf und der Scheuenköpfe stark umgestalteten Antiklinalzone. Richtung Sass-Fürkele und Mattla-Joch verursacht dann diese differentielle Vorbewegung des Hauptdolomites über den Schmierhorizont des Raibler Gipses das wirre Durcheinander von Gips und Gesteinen der Aroser Zone (vgl. S. 17).

Die Trennung zwischen der Heupiel-Schuppe und der Drei Schwestern-Schuppe (1) in dem von Flysch und Aroser Zone eingenommenen Halbfenster von Bargella - Valorsch vereinigt sich östlich vom Guschgfeljoch mit der Störungslinie, die vom Mattla-Joch herzieht (vgl. die tektonische Karte), und läuft mit dieser zusammen nordöstlich der Inneren Gamp Alpe aus, so dass weiter ostwärts keine Trennung zwischen Drei Schwestern-, Heupiel- und Fundelkopf-Alpila-Schuppe mehr möglich ist.

J. GUBLER (1927) sah das Schichtpaket am Nordrand des Rätikon beim Schneiderstein als Fortsetzung der Drei Schwestern-Schuppe an, während er die darüberfolgende Repetition der Mitteltrias zur Fundelkopf-Alpila-Schuppe zählte. Diese Konstruktion wurde bereits ein Jahr später von J. VERDAM widerlegt, der das orographisch tiefere Schichtpaket lediglich als Sackungsmasse aus der höheren Triasabfolge ansah. Auch wir möchten uns dieser letzteren Deutung anschliessen (vgl. die tektonische Karte), da die Mitteltrias des Schneidersteins in etliche in der Lagerung stark divergierende Teile zerbrochen ist. Ebenfalls versackt erscheinen die Aufschlüsse der Arlberg-Formation westlich des Mengbaches beim Flurnamen "Brand".

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass alle im vorliegenden Abschnitt behandelten Ueberschiebungen, mit Ausnahme derjenigen der Gorvion-Schuppe auf die Augstenberg-Schuppe, nur geringe

Ueberschiebungsweiten haben. Auch die von R. BLASER (1952) bemerkten Verschuppungen am Westabfall der Drei Schwestern-Kette haben nur lokale Ausmasse. M. RICHTER (1958) stellt deshalb fest, dass die Schuppen des Rätikon eher neben- und nicht übereinander lägen.

KLOSTERTAL-SATTEL UND DAVENNAGRUPPE

Nicht ungeteilt sind die Ansichten über die Parallelisierung des Klostertal-Sattels mit der Fundelkopf-Alpila-Schuppe einerseits und der Davennagruppe mit der Zimba-Schesaplana-Schuppe andererseits.

Der Zusammenhang zwischen dem Klostertal-Sattel und der Fundelkopf-Alpila-Schuppe

M. RICHTER (1929) postulierte, dass sich aus den Sattelzonen östlich der Ill die aufgebrochenen Antiklinalzonen des Rätikon entwickelten. Die Fortsetzung des Klostertal-Sattels sollte in der Aufbruch- und Ueberschiebungszone des Loischkopfes und der Parfienz Alpe gesucht werden und käme im wesentlichen der Grenze zwischen der Fundelkopf-Alpila-Schuppe und der Zimba-Schesaplana-Schuppe gleich. 1956 widerrief M. RICHTER aber seine eigene Auffassung von 1929 und lässt seither den Klostertal-Sattel, dessen Ausläufer östlich der Ill der Rungelin ist, in die Aufwölbung von Bürs hineinziehen (vgl. die tektonische Karte). Dass der Rungelin tektonisch mit der Aufwölbung von Bürs zu korrelieren ist, erkannte J. GUBLER (1927); doch liess dieser ausser acht, dass der Rungelin ebenfalls ein Abschnitt des Klostertal-Sattels ist und schuf deshalb die "Ecaille de Rungelin".

Die Klostertaler Deckenmulde hat ihre Fortsetzung im Rätikon in der Synklinalzone von Tschengla (Bürserberg). Diese Synklinalzone setzt sich über die Rhätmulde an der kleinen Fundel und über das Gamperdonatal hinweg bis östlich des Ochsenkopfes fort (vgl. die tektonische Karte). Der Hauptdolomit des Fundelkopfes entspricht somit in seiner geometrischen Stellung dem Hauptdolomit von Stierkopf, Gamsfreiheit usw.

Der Zusammenhang zwischen der Zimba-Schesaplana-Schuppe und der Davennagruppe

Die Schattenlaggant-Valbona-Mulde setzt sich östlich der Ill unbestritten in der Mulde der Jungschichten im Steinbruch von Lorüns fort. Sie ist noch bis östlich Stallehr aufgeschlossen und wird in der Fortsetzung von den Hauptdolomit-Schuttfächern der Davenna überdeckt. Der Hauptdolomit des Davennakopfes ist dem Hauptdolomit der Vandanser Steinwand gleichzusetzen. Die Störung von Gravas hingegen ist nicht identisch mit der Störung im Mustringiltobel, wie es AMPFERER und SPENGLER vermutet haben. Dies geht vor allem aus dem Verlauf der Gravaser Störungsfläche hervor, die niemals ins Mustringil hineinziehen kann. Mit der Mustringilstörung hängt vielmehr das zerbrochene Antiklinorium von Relles zusammen (vgl. die tektonische Karte und Fig. 2). Die über das Montafontal hinweg gut verfolgbare Antiklinale hat eine nahezu E - W streichende Achse und erinnert dadurch sowie auch im Bau stark an die Aufwölbung des Lenzikopfs mit seiner Fortsetzung in der Aufbruchzone von Brand und der Alp Palüd. Wenn wir zudem noch die Antiklinale des Mustringil unter Beibehaltung der Streichrichtung unter der Vandanser Steinwand hindurch nach Westen verlängern, wie das auf der tektonischen Karte andeutungsweise geschehen ist, so läuft diese genau in die Achse der Aufwölbung des Lenzikopfs hinein. Es wäre somit denkbar, dass die Antiklinalzone des unteren Mustringil, die heute bei Relles ihren scheinbaren Anfang hat, zusammen mit der Aufwölbung des Lenzikopfs und der Aufbruchzone von Brand bis zum Amatschönjoch eine einzige Grossstruktur darstellen könnte. Deshalb wäre bei künftigen eingehenderen tektonischen Studien allenfalls zu prüfen, ob hier nicht eine alte E-W streichende Grossstruktur vorliegt, die durch spätere SE - NW Bewegungen überprägt worden ist und dadurch ihren Zusammenhang verloren hat.

Aus dem ungestörten Verlauf der Antiklinalachse von Relles zum unteren Mustringiltobel folgt, dass hier Zimbakette und Davennagruppe über das Illtal hinweg ohne jegliche sichtbare Querversetzung zusammenhängen. Anders werden die Verhältnisse erst nordwestlich des Auslaufens der Gravaser Störung ins Illtal. Diese Störung endigt unserer Ansicht nach nicht im Gravaser Tobel, was auch auf der tektonischen Karte zum Ausdruck kommt. Man hat vielmehr eine Fortsetzung ins Illtal anzunehmen, an der, wie dies AMPFERER (1932) festgestellt hat, eine rechtssinnige Querverschiebung stattfand. Diese Querverschiebung äussert sich in einer leichten Versetzung der Valbona-Mulde gegenüber der Mulde von Lorüns - Stallehr nach Westen.

Gegenüber all solchen kleinen Störungen sind die gemeinsamen Bauformen zwischen der Zimbakette und der Davennagruppe dermassen überwiegend, dass die letztere ohne Zweifel gesamthaft als ein Teil der Zimba-Schesaplana-Schuppe angesehen werden kann.

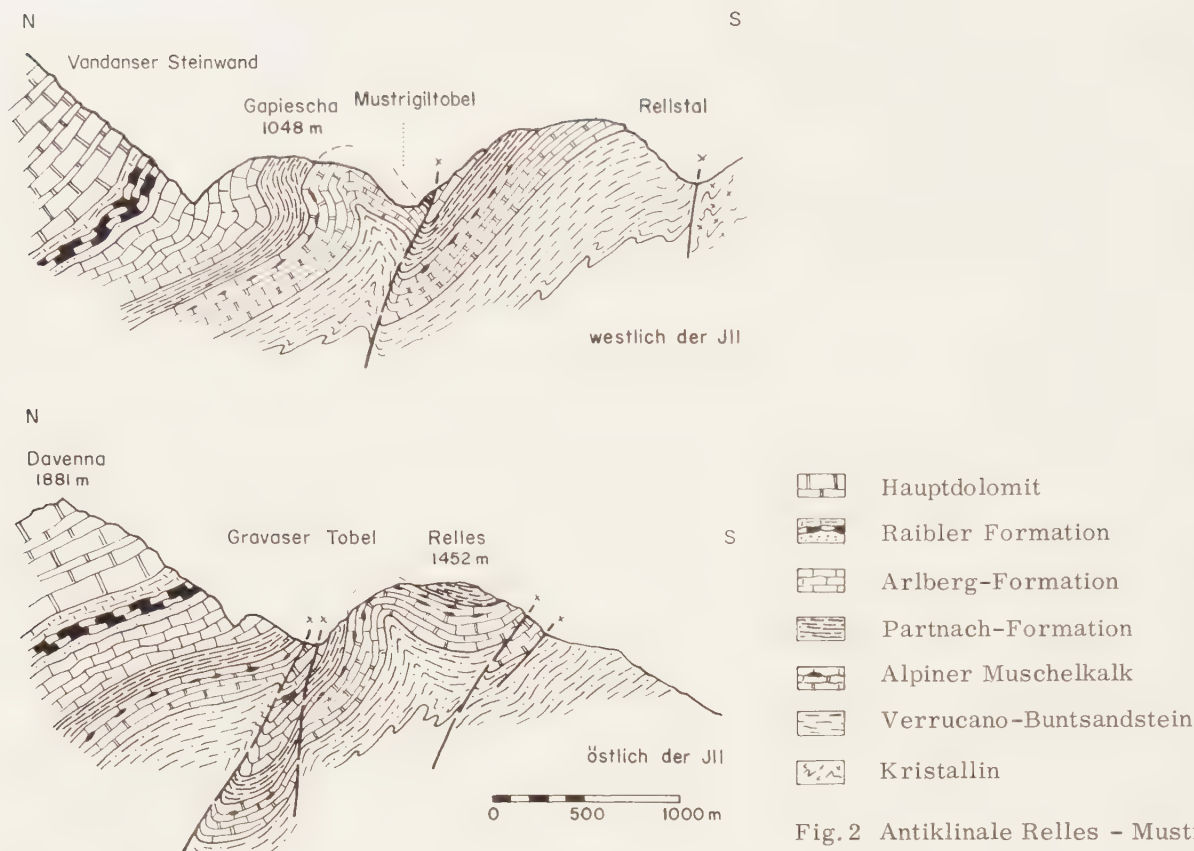


Fig. 2 Antiklinale Relles - Mustringiltobel

Der Zusammenhang zwischen der Zimba-Schesaplana-Schuppe und dem Klostertal-Sattel

Die Mutmassungen über die Art des Zusammenhanges der Davennagruppe mit dem Klostertal-Sattel hängen weitgehend davon ab, ob die Davennagruppe als neu einsetzendes Äquivalent der Inntal-Decke angesehen wird oder nicht. E. SPENGLER (1956) nahm im Klostertal eine Störungszone an, längs welcher der südliche Teil, d. h. die Davennagruppe sowie die gesamte Zimba-Schesaplana-Schuppe, nach Westen bewegt wurde. Diese Klostertaler Querverschiebung wird auch von AMPFERER und M. RICHTER erwähnt. AMPFERER zieht sie in früheren Arbeiten durch den Walgau weiter, während er sie später bei Bludenz ausklingen lässt. M. RICHTER (1958) zieht dagegen die Querverschiebung über die Ruine Roseneck bei Bürs ins Alviertal hinein und nördlich vom Daleu zum Loischkopf, wo sie sich mit der Fortsetzung der Klesenza-Störung vereinigen soll, die RICHTER von Bludenz über das Schesatobel zum Loischkopf ziehen lässt.

AMPFERER (1930) stellte auf Grund von eingehenden Untersuchungen fest, dass die Grenze Kalkalpen/Kristallin zwischen dem Oetztal und dem Arlbergpass eine nicht unbeträchtliche Störungszone ist. Aber auch zwischen dem Arlbergpass und dem Einsetzen der Davennagruppe, bzw. der Zimba-Schesaplana-Schuppe, östlich von Dalaas kann keine ungestörte stratigraphische Auflagerung des Südflügels des Klostertal-Sattels auf das Kristallin nachgewiesen werden. Es überrascht daher nicht, dass der Klostertal-Sattel, der bisher direkt dem Kristallinkontakt folgte, sich bei Dalaas vom Kristallin, das mit einer Aenderung des Streichens nach SW zurückweicht, löst und den Raum für das neue tektonische Element der Zimba-Schesaplana-Schuppe freigibt.

Die tektonische Eigenständigkeit der Zimba-Schesaplana-Schuppe gegenüber dem Klostertal-Sattel, bzw. der Fundelkopf-Alpila-Schuppe, ist unbestritten. Im Gipsbruch Dalaas ist der Raibler Gips der Zimba-Schesaplana-Schuppe durch dünne Linsen aus Material der Aroser Zone von Arlberg-Kalken des Klostertal-Sattels getrennt (AMPFERER, 1936). Von dieser Lokalität talauswärts bleibt der Kontakt zwischen Zimba-Schesaplana-Schuppe und Klostertal-Sattel durchwegs unter den Alluvionen des Talgrundes verborgen. Er ist erst wieder westlich der Ill in der Alvierschluht aufgeschlossen, wo der Alpine Muschelkalk der nunmehrigen Fundelkopf-Alpila-Schuppe durch einen breiten Streifen Aroser Zone von Hauptdolomit der Zimba-Schesaplana-Schuppe getrennt ist.

TEKTONIK DES RÄTIKON ZWISCHEN RELLS- UND GAMPADELSTAL EINTEILUNG

Westlich des Lünensees beginnt sich die Frescalot-Kristakopf-Schuppe von der Zimba-Schesaplana-Schuppe abzuspalten. Sie entwickelt sich morphologisch bald zu einem selbstständigen Gebirgszug, der Frescalot-Rossberg-Kette, welche durch eine mächtige Verrucano-Buntsandsteinmasse von der Zimba-Schesaplana-Schuppe getrennt wird. Am Salontal bricht die Frescalot-Kette plötzlich ab, und die Verrucano-Buntsandsteinmasse der Lünental scheint sich über das Salontal hinweg in den anfänglich breiten, sich aber zum Grüneck hin ständig verschmälernden Sedimentzug fortzusetzen, der muldenförmig im Kristallin der Phyllitgneiszone liegt.

Die Grenze zwischen der Phyllitgneiszone und der Zimba-Schesaplana-Schuppe verläuft von den Häusern von Rells ostwärts ziemlich genau im Bachlauf des Rellsbaches und zieht von Vandans über Bartholomäberg zum Kristbergsattel und hinunter nach Dalaas. Die Phyllitgneiszone ist von einigen Sedimentmulden durchzogen, die für das Studium der Mitteltrias-Fazies von Bedeutung sind, morphologisch aber kaum in Erscheinung treten. Anders verhält es sich mit dem aus Mitteltrias und Verrucano-Buntsandstein bestehenden Kristakopf, der mit seinen hellen Kalkwänden schon den ersten Bearbeitern der Gegend aufgefallen ist.

Südlich an die Phyllitgneiszone schliesst sich der Sedimentzug der Tschaggunsener Mittagsspitze und der Geisspitze an. Von diesem Sedimentzug spalten sich im Westen die Schuppen der Salontal ab. Der Geisspitzen-Zug streicht im oberen Salontal zwischen Salontal-Oberstafel und dem Kessikopf in die Luft aus. Der Kessikopf mit dem südlich vom Gipfel synklynal eingespiessten Buntsandstein bildet einen südlich an die Sedimente der Geisspitzen-Zone anstossenden schmalen Gneiszug, der SSW der Geisspitze stratigraphisch mit den Sedimenten verbunden ist.

Südlich der Mittagsspitze schliesst sich mit anomalem Kontakt das Kristallin der Walseralpjoche-Schuppe an, auf welche nach Süden, z.T. von einer schmalen Sedimentzone aus Buntsandstein getrennt, der Diorit der Schwarzhorn-Schuppe folgt.

Längs dem Gampadelstal werden die Mittagsspitzen-Zone, die Walseralpjoche-Schuppe, die Schwarzhorn-Schuppe und die ganze Vielfalt der unter die Sedimente des oberen Gampadelstales einzuordnenden Elemente vom Silvretta-Kristallin abgeschnitten.

DIE FRESCALOT-KRISTAKOPF-SCHUPPE

Die von unten in den Hauptdolomit eingespiessten Raibler Rauhwacken am Strandweg über dem Ostufer des Lünensees sind das erste Anzeichen der nach Osten sich entwickelnden Trennung der Frescalot-Kristakopf-Schuppe von der Zimba-Schesaplana-Schuppe (vgl. Fig. 3 a). Östlich des Lünensees ist diese Trennung durch das diapirische Verhalten des Raibler Gipses schon stark erweitert und zugleich macht sich in der von der Mitteltrias gebildeten Antiklinale ein Scheitelbruch bemerkbar (vgl. Fig. 3 b). An diesem Scheitelbruch ist in der Folge die ganze Frescalot-Schuppe gegenüber der Zimba-Schesaplana-Schuppe heruntersetzt.

Die "Einrollung" der Frescalot-Kette zu einer Antiform beginnt am Rossberg mit einer N - NNW Vergenz und erreicht östlich des Frescalot ihren Höhepunkt. Zwischen dem Frescalot und dem Salontal weist die Antiform ein deutliches Achsengefälle nach Osten auf, das durch die bei O. SCHMIDEGG (1955) vermerkten Staffelbrüche, bei denen jeweils der Ostflügel gegenüber dem Westflügel abgesenkt ist, noch verstärkt wird. Auf der östlichen Flanke des Salontales, wo das Terrain grossenteils von einem postglazialen Bergsturz bedeckt ist, kann an der Oberfläche keine Fortsetzung der Frescalot-Schuppe mehr nachgewiesen werden. Im Taldücker Salontal-Ost des Zuleitungsstollens zum Lünensee-Werk wurde jedoch Mitteltrias angefahren, die nach den publizierten Stollenaufnahmen von K. MIGNON (1962) mit grosser Wahrscheinlichkeit als die Fortsetzung der Mitteltrias der Frescalot-Schuppe angesehen werden darf.

Der Kristakopf fällt nicht nur durch seine morphologische Besonderheit gegenüber dem Glimmerschiefergebiet der Phyllitgneiszone auf, sondern weicht auch faziell ganz erheblich von den Sedimentmulden innerhalb der Phyllitgneiszone ab, da sich seine Mitteltrias, wie in den kommenden Kapiteln gezeigt werden wird, viel mehr mit derjenigen der Zimba-Schesaplana-Schuppe und der Frescalot-Kette vergleichen lässt.

REITHOFER (1965) stellt fest, dass die Partnach-Formation am Westende des Kristakopfes unter die Glimmerschiefer einfällt, was bedeutet, dass das Kristallin die Sedimente des Kristakopfes nicht muldenförmig unterlagert, sondern dass die Sedimente als Fenster unter dem Kristallin zu interpretieren sind.

Vergleicht man nach diesen Feststellungen erstens die Frescalot-Kette und den Kristakopf in bezug auf ihre Lage zur Zimba-Schesaplana-Schuppe, zweitens das der Frescalot-Kette wie auch dem Krista-

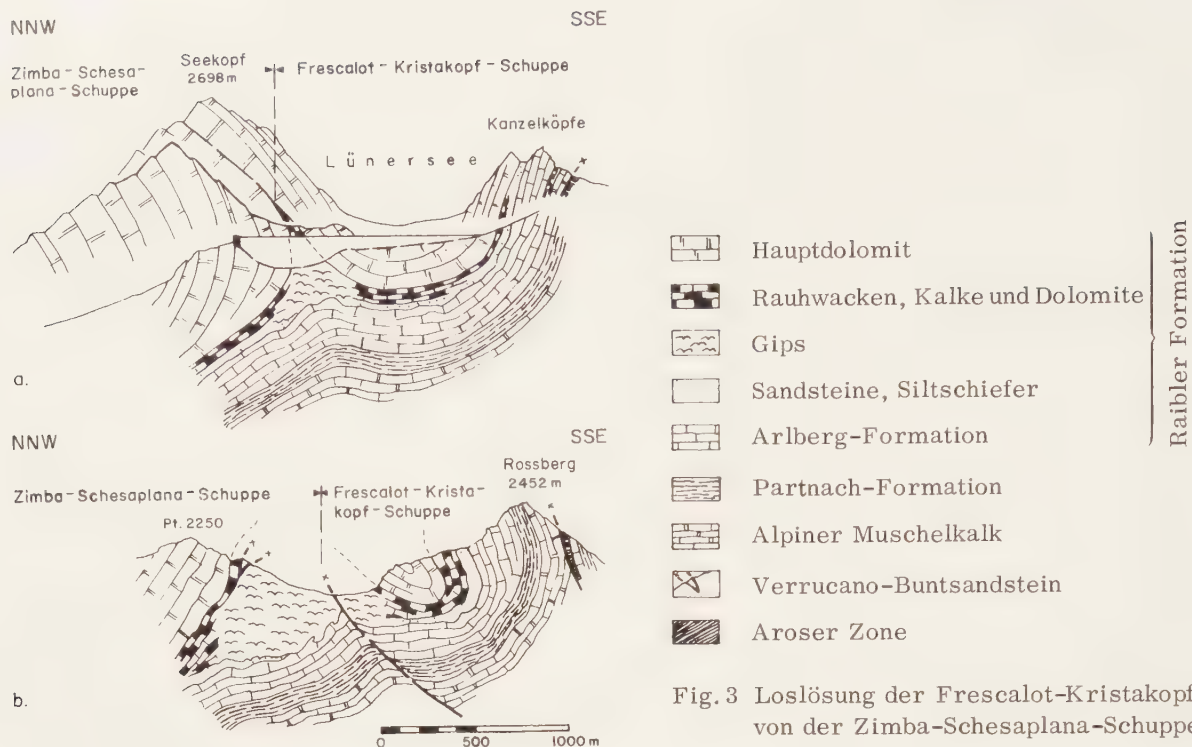


Fig. 3 Loslösung der Frescalot-Kristakopf-Schuppe von der Zimba-Schesaplana-Schuppe

kopf eigene Einfallen unter die Phyllitgneiszone und schliesslich drittens die geometrische Anordnung der Schichtfolge in den beiden Sedimentbereichen, so fällt es nicht mehr schwer, die Frescalot-Kette und den Kristakopf unter der Phyllitgneiszone hindurch zu verbinden und zu einer gemeinsamen tektonischen Einheit, der Frescalot-Kristakopf-Schuppe, zusammenzufassen (vgl. die tektonische Karte).

DIE PHYLLITGNEISZONE

Vom Kristbergsattel bis Vandans fällt die Kontaktfläche der Phyllitgneiszone mit der Zimba-Schesaplana-Schuppe steil nach Norden ein. Diese Kontaktfläche ist, obschon das Vorhandensein von Paläozoikum der Grauwackenzone eine stratigraphische Auflagerung der Davennagruppe auf dem Kristallin vor-täuscht, eine tektonische Grenzfläche, wie dies auch auf der geologischen Karte des Rätikon eingetragen ist. Die Phyllitgneiszone hat mindestens zwischen Schruns und dem Saloniental den ganzen Raum der Frescalot-Kristakopf-Schuppe um 3 - 4 km überfahren und ist erst am Widerlager der Zimbakette zum Stehen gekommen. Aber auch in der Zimbakette wurde noch die gesamte Triasschichtfolge beim Anprall der Phyllitgneiszone steilgestellt. Besonders im Querschnitt des Illtales dürfte sich das Kristallin zudem von oben als Keil zwischen die Zimba-Schesaplana-Schuppe und die Frescalot-Kristakopf-Schuppe hinein-gepresst haben, wobei es in der Tiefe zur Trennung der beiden Sedimentbereiche gekommen sein mag.

Entlang der steilen Kontaktfläche im Rellstal wurden schon von W. O. LEUTENEGER (1928) E - W gerichtete Bewegungen vermerkt, die von O. SCHMIDEGG (1955) mit Strukturmessungen belegt werden konnten. Der Golmer Lappen der Phyllitgneiszone ist somit nicht nur in N - NW Richtung sondern auch beträchtlich von E - W bewegt worden.

Von Rells an das Saloniental einwärts ist das Kristallin an einer durchschnittlich 45° ostfallenden Ueberschiebungsfläche den Sedimenten der Frescalot-Kristakopf-Schuppe und den Schuppen der Salonienalp aufgelagert. Vom Hätaberger Joch (Heiterberger Jöchl) bis zur Latschätzalp (Altschätzalp) fällt die Kontaktfläche zwischen dem Golmer Lappen und der Mittagspitz-Geisspitz-Zone steil unter das Kristallin ein, östlich der Latschätzalp stellt sie sich senkrecht und beginnt schliesslich zunehmend flacher unter die Sedimente einzufallen (vgl. die tektonische Karte).

Problematisch ist immer noch die Abgrenzung der Phyllitgneiszone gegen das Silvretta-Kristallin. M. RICHTER (1930) trennte die Phyllitgneiszone als tektonisch tiefere Einheit von der Silvretta-Decke ab. Dieser Ansicht schlossen sich O. AMPFERER (1933) und O. REITHOFER (1937) an. Letzterer verfolgte die von RICHTER postulierte Deckengrenze vom Arlbergpass dem Südhang des Klostertales entlang und über den Kristbergsattel ins Montafon und fand, dass sie mit einer Mylonitzone bis ins Gampadelstal hinein ziehe.

In die Phyllitgneise eingebettet sind die auf S. 21 erwähnten muldenartigen Sedimentzüge mit einer Schichtreihe von mutmasslichem Karbon bis zum Ladinian (Arlberg-Formation). Nach AMPFERER (1932) entstanden diese Mulden während des Vormarsches der Phyllitgneiszone, indem die zu diesem Zeitpunkt

noch auf dem Kristallin verbliebenen Sedimente in Reliefdepressionen, die sich durch Bruchbildung an den Rändern vertieften und verschmälerten, eingequetscht wurden.

Besonderes tektonisches Interesse erlangte der Verrucano-Buntsandsteinzug vom Grüneck zum Salontal. In der Fortsetzung dieses Zuges liegt, wie auf S. 21 besagt worden ist, die Verrucano-Buntsandsteinmasse der Lüneralp, die mit geringem Tiefgang wannenartig zwischen der Zimba-Schesaplana-Schuppe und der Frescalot-Kristakopf-Schuppe eingebettet ist. AMPFERER sah die Verrucano-Buntsandsteinmasse der Lüneralp zusammen mit gleichen Ablagerungen auf der Südseite der Frescalot-Kette als die westliche Fortsetzung der Phyllitgneiszone an, die zufolge einer aufsteigenden listrischen Basisfläche in diesem Bereich kein Kristallin mehr enthielte. Die heutigen Lagerungsverhältnisse wurden von AMPFERER mit einem bedeutenden Ost-West-Schub der Phyllitgneiszone erklärt, der im Gebiet der Lüneralp auf ein in grossen Teilen dem heutigen schon ähnlichen Relief erfolgt wäre. Diese westvergente Reliefüberschiebung wurde zu recht von REITHOFER und SCHMIDEGG auf Grund eingehender Strukturmessungen abgelehnt. Beide Autoren wiesen auch auf die im Felde gut sichtbare Tatsache hin, dass der Verrucano-Buntsandstein am Frescalot steil unter den Alpenen Muschelkalk einfällt, so dass ein in bezug auf den Ost-West-Schub präexistenter Frescalotkamm zur Lüneralp hin eine mehrere hundert Meter hohe überhängende Felswand hätte aufweisen müssen, was sicher als unmöglich zu betrachten ist.

Die auch für uns wahrscheinlichste Erklärung für die Lagerungsverhältnisse im Gebiet der Lüneralp dürfte daher nicht in einem westvergenten Einschub, sondern in einer von SSE nach NNW verlaufenden Ueberrollung des Frescalot-Raumes durch den Verrucano-Buntsandstein als dem Westende der Phyllitgneiszone zu suchen sein. Eine solche Ueberrollung bietet zudem eine Erklärung für die Antiform der Frescalot-Kette, indem diese Antiform zur Hauptsache durch den sich über den Frescalot-Raum hinweg bewegenden Verrucano-Buntsandstein bedingt sein dürfte, welcher in einer letzten Bewegungsphase dann selbst noch leicht unter den Alpenen Muschelkalk nördlich des Frescalot eingewickelt worden wäre. Die "Einrollung" der Frescalot-Kette hört im wesentlichen dort auf, wo auch der sie begleitende Verrucano-Buntsandstein sein Ende hat.

DIE MITTAGSPITZ-GEISSPITZ-ZONE

Die Mittagspitz-Geisspitz-Zone ist nach M. M. BLUMENTHAL (1936) eine besonders gegen Westen kompliziert unterteilte Mulde, zu der im weiteren Sinne auch die Schuppen der Salontalalp als vorgeschürfte Teile des Nordflügels gehören.

Die Verbindung der Geisspitz-Zone mit der Mittagspitz-Zone (-Mulde) ist im oberen Gauertale durch Moränen und grosse Schuttfächer verdeckt. Sie wurde daher von A. H. STAHEL (1926) verneint, wird aber von den neueren Bearbeitern des Gebietes allgemein anerkannt. Mehr Diskussionsstoff bietet noch heute das Ostende der Mittagspitz-Geisspitz-Zone. Beinahe unvermittelt mit nur noch einem einzigen Aufschluss östlich vom Gampadelsbach bricht die Mittagspitz-Zone vor der Front des Silvretta-Kristallins ab. Ein primäres Ende der Mittagspitz-"Mulde", wie es BLUMENTHAL annimmt, ist kaum denkbar; vielmehr ist mit einem Ueberfahren der östlichen Fortsetzung durch das Silvretta-Kristallin zu rechnen. Diese Annahme scheint besonders durch den genannten Aufschluss von unmittelbar unter das Kristallin einfallendem Alpinem Muschelkalk östlich des Gampadelsbaches gerechtfertigt zu sein.

Die Sedimente des oberen Gampadeltales möchten AMPFERER, REITHOFER und M. RICHTER mit der Mittagspitz-"Mulde" verbinden, während BLUMENTHAL dieses Vorgehen ablehnt und eine unterostalpine Abkunft der Sedimente im oberen Gampadeltale annimmt.

An der oberostalpinen Stellung der Mittagspitz-Geisspitz-Zone ist unserer Ansicht nach entgegen REITHOFER (1964) aus faziellen Gründen, insbesondere wegen der guten Entwicklung der Partnach-Formation, die im Unterostalpin völlig unbekannt ist, nicht zu zweifeln, auch wenn die Kontaktverhältnisse mit der Phyllitgneiszone im Norden und der Walseralpjoch-Schuppe im Süden zugegebenermassen vielfach unklar sind, weshalb REITHOFER zur Annahme eines Mittagspitz-Fensters unter dem Kristallin kommen konnte.

Der die Sedimente der Mittagspitz-Geisspitz-Zone westlich des Gauertales begleitende Gneiszug des Kessikopfs wird hier, entgegen REITHOFER (1964) und H. SIEDEK (1965), als mit den überlagernden Sedimenten stratigraphisch verbundene Kristallinbasis betrachtet. Will man den Kessikopf-Zug als selbständige tektonische Einheit von der Geisspitz-Zone trennen, so ist man gezwungen, südlich der Geisspitz entweder eine tektonische Grenze zwischen Kristallin und Verrucano-Buntsandstein oder zwischen Hauptdolomit und Kössener Schichten zu legen.

Ueber die Fortsetzung des Kessikopf-Zuges östlich des Gauertales bestehen noch grosse Unklarheiten. BLUMENTHAL korrelierte den Kessikopf-Zug mit der Schwarzhorn-Schuppe, was zur Folge hatte, dass die Walseralpjoch-Schuppe zwischen zwei Elemente, die Mittagspitz-Geisspitz-Zone und den Kessikopf-Zug, eingeschoben werden musste, die noch westlich des Gauertales stratigraphisch miteinander verbunden sind. Wegen dieser Komplikationen, die sich aus einer Korrelierung des Kessikopf-Zuges mit

der Schwarzhorn-Schuppe ergaben, und wegen der unsicheren Stellung der Schwarzhorn-Schuppe innerhalb des ostalpinen Deckenverbandes haben wir auf der tektonischen Karte den Kessikopf-Zug mit Vorhalten der Walseralpjoch-Schuppe angegliedert, in welcher noch Amphibolit- und Hornblendeschiefer vorkommen, die sich mit denjenigen im Kessikopf-Zug vergleichen lassen.

DIE WALSERALPJOCH-SCHUPPE

Die Einordnung dieser relativ kleinen Kristallinschuppe ist bisher allen Bearbeitern des Gebietes nie befriedigend gelungen, da sich das Walseralpjoch-Kristallin, wie REITHOFER feststellte, weder mit den Glimmerschiefern der Phyllitgneiszone noch mit dem Silvretta-Kristallin vergleichen lässt. Deshalb ist es auch nicht gesichert, ob die Walseralpjoch-Schuppe im Sinne BLUMENTHALs unter der Mittagspitz-"Mulde" hindurch mit der Phyllitgneiszone zusammenhängt. Direkt südwestlich der Mittagspitze fällt der porphyrische Granit der Walseralpjoch-Schuppe, in den mit tektonischem Kontakt noch Verrucano-Buntsandstein eingespiesst ist, deutlich unter den Hauptdolomit oder Raibler Rauhwacken ein, so dass eine muldenförmige Unterlagerung der Mittagspitze angenommen werden kann. Am Gauertalhang unterhalb Mottabella sind die Lagerungsverhältnisse aber bereits umgekehrt, indem hier der porphyrische Granitgneis mit steil südostfallender Kontaktfläche dem Hauptdolomit der Mittagspitz-Zone aufliegt.

ZUR KONSTRUKTION DER PALINSPASTISCHEN KARTENGRUNDLAGE

Als Unterlagen zur Konstruktion einer Abwicklung der in den vorhergehenden Abschnitten behandelten tektonischen Einheiten dienten die auf der Grundlage der geologischen Karten des Rätikon, des Walgaues und des Fürstentums Liechtenstein gezeichnete tektonische Karte und zahlreiche Quer- und Längsprofile, die in den "Erläuterungen zur Tektonik des Rätikon" (M.KOBEL, 1968) wiedergegeben sind.

Das für die Konstruktion der Abwicklung wichtigste Ergebnis bei der Auswertung der vorgängig behandelten tektonischen Fragen ist das Vorhandensein einer primären Abfolge aller dem Oberostalpin zuzuordnenden tektonischen Einheiten.

Die Interpretation des Ausmasses des Ost-West-Schubes wurde weitgehend nach Literaturangaben vorgenommen. Die Auswirkungen der Ost-West-Bewegungskomponente werden auf der palinspastischen Karte vor allem durch die primären Lagebeziehungen von Vergleichspunkten beidseits der späteren Schuppengrenze zwischen der Fundelkopf-Alpila-Schuppe bzw. dem Klostertal-Sattel und der Zimba-Schesaplana-Schuppe sowie durch die Lagebeziehungen des Golmer Lappens der Phyllitgneiszone zu seiner Umgebung verdeutlicht (vgl. Fig. 6, 12 und 14).

BERECHNUNG DES ZUSAMMENSCHUBES

Zur Berechnung der ursprünglichen Ausdehnung der Mittleren Trias wurde deren Untergrenze in der jeweiligen Profilrichtung ausgeglättet, dann wurden die Ueberschiebungen zurückgenommen und schliesslich wurde noch ein angemessener Betrag für die vermutete Erosion zugegeben.

Aus der Differenz zwischen der auf die Horizontale abgewickelten Länge in Kilometern und der Horizontaldistanz, über der heute in den verschiedenen Profilen die Mitteltrias ausgebildet ist, ergibt sich der absolute Zusammenschub in Kilometern und aus dem Verhältnis des absoluten Zusammenschubes zur abgewickelten Länge der relative Zusammenschub in Prozenten.

Verhältnismässig hohe Werte für den Zusammenschub resultieren aus der Einbeziehung der Phyllitgneiszone und Mittagspitz-Geisspitz-Zone in die Berechnung. Diese tektonischen Einheiten sind bei den von E.SPENGLER (1956) errechneten Werten nicht berücksichtigt.

In Richtungsgruppen zusammengefasst ergeben sich für den gesamten auf der tektonischen Karte dargestellten oberostalpinen Anteil des Rätikon folgende Durchschnittswerte für den relativen Zusammenschub:

S - N	42 %	SE - NW	46 %	E - W	24 %	NE - SW	19 %
-------	------	---------	------	-------	------	---------	------

BEZUGSELEMENTE DER ABWICKLUNG

Als feste Bezugslinie zur Vornahme der Abwicklung wurde die heutige erosive Nord- und Westbegrenzung der Nördlichen Kalkalpen des Rätikon gewählt. Sie findet sich auf allen palinspastischen Kartengrundlagen (Fig. 6, 12 und 14) eingezeichnet.

Zur Festlegung der als Vergleichs- und Anhaltspunkte zwischen den heutigen und den abgewickelten Raumverhältnissen dienenden Berggipfel und Ortschaften wurde die Gesamtheit aller Bewegungen in Betrag und Richtung, die in der Umgebung der jeweiligen Vergleichspunkte wirksam waren, berücksichtigt und deren resultierender Vektor berechnet.

ALPNER MUSCHELKALK

GESCHICHTLICHER ABRISS ZUR NAMENGEBUG FÜR DIE UNTERE MITTEL- TRIAS DES OSTALPINS

Mit der Einführung des Begriffs "Muschelkalk" bzw. "Alpen Muschelkalk" (W. von GUMBEL, 1860, p.12) in den ostalpinen Bereich sollte einst die zeitliche und lithologische Analogie der damit bezeichneten Gesteinsfolge zum germanischen Muschelkalk ausgedrückt werden. Deshalb wurde immer wieder nach Vergleichsfaunen und -Floren gesucht, die eine zeitliche Korrelierung des deutschen Muschelkalkes mit dem Muschelkalk der Ostalpen ermöglichen sollten und insbesondere auch zur Festlegung der Hangendgrenze des ostalpinen Muschelkalkes dienen sollten, welche mit der Grenze Muschelkalk/Keuper im germanischen Faziesbereich hätte übereinstimmen sollen. Diese Forderung war aber im kalkalpinen Bereich so schwer zu erfüllen, dass verschiedene Forscher nach neuen, sinnvolleren Definitionen für die Obergrenze des ostalpinen Muschelkalkes suchten. Nach STUR (1891) und BITTNER (1894) sollte unter "Muschelkalk" alles über den Werfener Schichten bis einschliesslich der Trinodosus-Zone verstanden werden, während MOJSISOVICS, WAAGEN und DIENER (1895) unter dem Begriff "Muschelkalkgruppe" die gesamte heutige Mitteltrias zusammenfassten.

Für den unteren Teil ihrer "Muschelkalkgruppe" schufen die drei letztgenannten Forscher die am Profil von Gross-Reifling definierte "Anisische Stufe", die ursprünglich nur die Binodosus- und Trinodosus-Zone umfasste, bis von G. von ARTHABER (1906) auch noch die hyaspische Stufe dazugeschlagen wurde. Neben dieser erweiterten anisischen Stufe (=Anisien, Anisian), welche eine chronostratigraphische Einheit repräsentiert, wurde in den kommenden Jahrzehnten der Begriff "Muschelkalk" (Alpiner Muschelkalk) insbesondere von den kartierenden Geologen, die gezwungen waren, diesen Muschelkalk auch in völlig fossilieerer Fazies abzugrenzen, immer mehr als lithostratigraphische Einheit des Ostalpenraumes aufgefasst, welche ausser dem Namen mit dem germanischen Muschelkalk nichts mehr gemein zu haben braucht.

Von vielen Geologen wird der Name "Alpiner Muschelkalk" jedoch auch heute noch für unzweckmässig gehalten, und O.KUEHN fordert im "Lexique stratigraphique international", Fasc. 8, Autriche, seine Ausmerzung. Was für einen Namen soll dann aber nach diesem Vorschlag die lithostratigraphische Einheit, die wir bisher mit "Alpiner Muschelkalk" bezeichnet haben, erhalten? Der Alpine Muschelkalk darf nämlich unter keinen Umständen gleichgesetzt werden mit der anisischen Stufe, da dies der Vermengung einer lithostratigraphischen Einheit mit einer chronostratigraphischen Einheit gleichkäme. Aber auch neue, als Ersatz für den Alpen Muschelkalk geprägte Begriffe wie die "Anisische Riff-Knollenkalk-Serie" von H. MILLER (1962, 1965) überzeugen wenig, da diese Bezeichnung nur dort Gültigkeit haben kann, wo der Alpine Muschelkalk erstens nachweisbar anisisch ist und zweitens in der Riff-Knollenkalk-Fazies vorliegt. Solange deshalb kein wirklich überzeugender Ersatzname für "Alpiner Muschelkalk" gefunden ist, halten wir mit M.SARNTHEIN (1965) weiterhin an dieser Bezeichnung fest.

DIE BENENNUNG DER UNTEREN MITTELTRIAS IM RÄTIKON

Der von F. von RICHTHOFEN (1859) geprägte Name "Virgloriakalk" wurde von E. von MOJSISOVICS (1873) im Rätikon als Äquivalent des Alpen Muschelkalkes aufgefasst. Von A. de LAPPARENT (1893) und PH. MUNIER-CHALMAS und A. de LAPPARENT (1893) wurde die Gesamtheit des Virgloriakalkes der Typuslokalität (vgl. Titelbild) als "Virglorien" bezeichnet, welches wie die anisische Stufe in ihrer ursprünglichen Ausdehnung die Zonen des Ceratites binodosus und des Ceratites trinodosus umfassen sollte, obschon an der Typuslokalität am Amatschonjoch (Virgloriapass) weder die eine noch die andere Ammonitenzone belegbar war und ist. De LAPPARENT führt in seinem "Traité de Géologie" (1893 und spätere Ausgaben bis 1906) den Namen "Calcaire de Virgloria" (1906, p.1049) eigentümlicherweise unter der Rubrik "Karnische Alpen und Südtirol" (Alpes carinthiennes et Tyrol méridional) an, während in der Rubrik "Nordtirol und Bayern" (Bavière et Tyrol septentrional) die Bezeichnung "Muschelkalk alpin" als Synonym zum Virgloriakalk angegeben wird. Diese Anordnung lässt vermuten, dass de LAPPARENT über die Lage der Typuslokalität der von ihm eingeführten Stufe "Virglorien" ganz im unklaren war.

Das "Virglorien" wurde von E. HAUG (1907, 1911) im "Traité de Géologie" (p.877) als Stufenbezeichnung übernommen. Nach HAUG umfasst das "Virglorien" im oberen Teil den Virgloriakalk von RICHTHOFENS und im unteren Teil sandige und mergelige Schichten, deren lithologische Beschreibung an die Fazies der Punt la Drossa-Schichten (vgl. S. 27 ff) erinnert und die durch Myophoria costata ZENK. biostratigraphisch charakterisiert wird.

Im Rätikon wurde der Name "Virglorien" von D. TRÜMPY (1916) verwendet. P. ARNI (1926), J. GUBLER (1927), W. O. LEUTENEGGER (1928) und J. VERDAM (1928) bevorzugten dagegen den Begriff "Anisien" als Synonym zu "Muschelkalk".

Im französischen Sprachgebiet ist die Bezeichnung "Virglorien" bis heute gebräuchlich geblieben

(F. ELLENBERGER, 1958, und G. BOTTERON, 1961), obschon als Stufenname "Anisian" die Priorität besitzt, und obschon das Typus-"Virglorien" nie richtig definiert worden ist. Im französischen Sprachgebrauch ist das "Virglorien" im Sinne seiner Anwendung teils als eine lithostratigraphische Einheit teils als Stufe zu werten. ELLENBERGER (1958, p. 180/182) nimmt als Basis des "Virglorien" die teilweise Dadocrinen führenden "calcaires vermiculés" an. Dieses Vorgehen wird auch von BOTTERON (1961, p. 76) befolgt. Die Hangendgrenze des "Virglorien" wird in der Vanoise von ELLENBERGER (p. 179) in eine kurze Regressionsphase mit zeitweiliger Emersion verlegt, und im Briançonnais der westlichen Schweizer Alpen wird von BOTTERON (p. 78 f) die Grenze "Virglorien / Ladinien" ebenfalls nicht durch faunistische sondern durch lithologische Merkmale charakterisiert.

Zu gleicher Zeit wie im Rätikon (1926 - 1928) setzte sich die Bezeichnung "Anisien" auch in Mittelländern und in den Unterengadiner Dolomiten gegen die noch von SPITZ und DYRENFURTH (1915) gebrauchte Bezeichnung "Muschelkalk" durch. H. BOESCH (1937) begründete die Einführung des Anisien damit, dass in den Unterengadiner Dolomiten die bisher mit "Muschelkalk" benannte Schichtfolge zum grossen Teil dolomitisch sei und nur selten Muscheln enthalte. Das "Anisien" blieb in den Unterengadiner Dolomiten bis 1962 gebräuchlich, als K. KARAGOUNIS auf die Unzulänglichkeit der Anwendung von Stufennamen auf rein lithologische Komplexe hinwies. KARAGOUNIS verwendete in der Folge als Verlegenheitslösung und in Ermangelung eines brauchbaren Formationsbegriffes die Bezeichnung "Anis" für einen lithostratigraphischen Komplex, der zum grössten Teil in die anisische Stufe zu stellen ist, und schlug dasselbe Vorgehen auch für die andern Stufen der ostalpinen Trias vor, was jedoch als nicht besonders empfehlenswert bezeichnet werden muss, da im deutschen Sprachraum unter "Anis" auch die anisische Stufe verstanden wird.

DEFINITION UND BEGRENZUNG DES ALPINEN MUSCHELKALKES

Der Alpine Muschelkalk ist eine lithostratigraphische Einheit vom Range einer Formation. Der Alpine Muschelkalk beginnt mit dem Einsetzen der karbonatischen Sedimentation und seine Liegendgrenze fällt im Rätikon wie im Klostertal und den westlichen Lechtaler Alpen (F. HIRSCH, 1966) mit der Untergrenze der Punt la Drossa-Schichten zusammen. Die Hangendgrenze des Alpenen Muschelkalkes legen wir in unserem Untersuchungsgebiet an die Basis des Schieferkomplexes der Partnach-Formation. Sie wird bei der Besprechung der Reiflinger Schichten noch zur Diskussion stehen.

DIE UNTERTEILUNG DES ALPINEN MUSCHELKALKES IM RÄTIKON

Eine Unterteilung des Alpenen Muschelkalkes in untergeordnete lithostratigraphische Einheiten, Formationsglieder, die sich auch kartierungsmässig erfassen lassen sollen, war bisher im Rätikon nicht üblich.

Die ockergelben Rauhwacken an der Basis der karbonatischen Trias wurden zwar von den Schweizer Geologen als "Campiler Schichten" gesondert erwähnt, jedoch erst auf der neuen geologischen Karte des Rätikon von den österreichischen Bearbeitern auch gesondert ausgeschieden. Als Reichenhaller Schichten werden sie dem Alpenen Muschelkalk, wie es im Karwendelgebiet oft getan wird, als gleichrangige Einheit gegenübergestellt. F. HIRSCH (1966) scheidet die ockergelben Rauhwacken und die mit ihnen vergesellschafteten Bildungen als Punt la Drossa-Schichten aus und ordnet diese als tiefstes Formationsglied dem Alpenen Muschelkalk zu. Diesem Vorgehen wollen wir uns auch im Rätikon anschliessen.

Dass die über den basalen Rauhwackenfolgen kommenden Schichtglieder des Alpenen Muschelkalkes, die RICHTHOFEN gesamthaft als Virgloriakalk bezeichnet hatte, beträchtliche vertikale und horizontale Faziesschwankungen aufweisen, erkannte schon D. TRÜMPY, der eine erste, in loser Folge gehaltene, übersichtliche Beschreibung der im Rätikon verbreiteten lithologischen Varietäten des Alpenen Muschelkalkes wiedergab. Der Hornstein-Knollenkalkfazies, die TRÜMPY mit den Reiflinger Kalken der Steiermark verglich, wurde eine gewisse Sonderstellung innerhalb des Alpenen Muschelkalkes (resp. Virglorien) zuerkannt, und auch die Encrinitenbank, der ein bedeutender stratigraphischer Leitwert zukommt, wurde besonders hervorgehoben.

Den Reiflinger Hornstein-Knollenkalken kommt im Rätikon eine fazielle Eigenständigkeit zu, die ihre Ausscheidung als Formationsglied des Alpenen Muschelkalkes rechtfertigt, so dass sich zusammen mit den Punt la Drossa-Schichten der Basis dieselbe Dreiteilung des Alpenen Muschelkalkes ergibt, zu der HIRSCH im Arlberggebiet gelangt ist. Das mittlere Formationsglied zwischen den Punt la Drossa-Schichten und den Reiflinger Schichten bezeichnen wir ebenfalls wie HIRSCH mit dem Namen "Gutensteiner Schichten".

Diese Dreiteilung des Alpenen Muschelkalkes lässt sich vom Westende der Nördlichen Kalkalpen bis in die Lechtaler Alpen mühelos durchführen.

PUNT LA DROSSA-SCHICHTEN

Geschichtlicher Abriss über die Basisfolge des Alpenen Muschelkalkes und deren Benennung

Die aus Dolomiten, Rauhwacken, dolomitischen Brekzien, Mergeln und Salztonen bestehende Gesteinsvergesellschaftung an der Basis der karbonatischen Trias wurde 1861 von W. von GÜMBEL in der "Geognostischen Beschreibung des bayerischen Alpengebirges" nach dem Orte ihres typischen Vorkommens mit dem Namen "Reichenhaller Kalke (-Schichten)" belehnt und als lagunäre Vertretung vor allem des unteren Teiles der Gutensteiner Kalke (-Schichten) angesehen. Neben dieser faziell-lithostratigraphischen Definition bestand aber von Anfang an auch eine biostratigraphische, nach der die Reichenhaller Schichten die Zone der *Myophoria costata* ZENK. umfassen sollten. Damit waren die Reichenhaller Schichten mit einer definitionsbedingten Doppeldeutigkeit behaftet, die es mit sich brachte, dass von BITTNER (1897) auch die tieferen Gutensteiner Schichten des Typusprofils bei Gutenstein an der Priesting als Reichenhaller Kalke bezeichnet wurden, weil sie die Reichenhaller "Zonenfossilien" führten.

Durch die Uebertragung des in den Südalpen von LEPSIUS (1878) definierten Begriffes "Myophorien-Schichten" auf litho- und biofaziell den Reichenhaller Schichten zuzurechnende Schichtfolgen des Karwendelgebirges schuf ROTHPLETZ (1888) zu den Reichenhaller Schichten noch ein ebenso doppeldeutig definiertes Synonym, welches jedoch wegen Verletzung der Prioritätsregeln im Bereich der Nördlichen Kalkalpen bald wieder ausser Gebrauch kam.

Noch KLEBELSBERG (1935) unterscheidet nicht zwischen der litho- und biostratigraphischen Definition der Reichenhaller Schichten, und seine Begrenzung derselben stellt eine Kompromisslösung dar. Erst M. RICHTER (1937) versucht eine neue, eindeutig lithostratigraphische Definition zu geben, indem er die Reichenhaller Schichten als den Beginn der karbonatischen Triassedimentation bezeichnet und sie zwischen Buntsandstein und dem Alpenen Muschelkalk einstuft. Dieses Vorgehen wurde in neuerer Zeit auch von H. MILLER (1962, 1965) befolgt.

Im Vergleich zu den in viel bedeutenderer Mächtigkeit auftretenden Reichenhaller Schichten des Typusgebietes und des Karwendelgebirges wurden die sandig-lagunären Ablagerungen an der Basis des Alpenen Muschelkalkes von Vorarlberg in der Literatur lange Zeit kaum erwähnt, obschon sie schon RICHTHOFEN (1859) aufgefallen waren. ROTHPLETZ (1900) bezeichnete sie nach ihrem typischen Vertreter, den ockergelben Rauhwacken, neutral als "Untere Rauhwacken" (gegenüber den "Oberen", carnischen), was darauf hindeuten mag, dass er diesen Bildungen keine allzu grosse Aehnlichkeit mit seinen Myophorien-Schichten zuerkannte.

P. ARNI (1926), W. O. LEUTENEGGER (1928) und J. VERDAM (1928) beschrieben die Rauhwacke führenden "skythisch-anisischen Grenzsichten" des Rätikon in Anlehnung an die damalige Nomenklatur der Schweizer Geologen im Ostalpin Graubündens unter dem Namen "Campiler Schichten". Die Uebertragung des in den Südalpen definierten Begriffes "Campiler Schichten" auf fossilere und ihnen faziell nicht besonders ähnliche Bildungen in den Unterengadiner Dolomiten und in Mittelbünden konnte nie gerechtfertigt werden, da schon E. BOESE (1896) darauf hingewiesen hatte, dass die echten Campiler Schichten im Unterengadin und den Nördlichen Kalkalpen nicht vorkommen, da der Buntsandstein Nordtirols und Vorarlbergs altersgleich mit denselben sei. BOESE bezeichnete deshalb die sandig-rauwackigen Schichten an der Basis der karbonatischen Trias der Unterengadiner Dolomiten als Reichenhaller Schichten.

Die "Campiler Schichten" blieben im Raum der Unterengadiner Dolomiten eine gebräuchliche Bezeichnung, bis sich K. KARAGOUNIS (1962) entschieden für die Eliminierung dieses Namens aus der ostalpinen Terminologie aussprach ohne zwar selbst eine neue, passendere Bezeichnung vorzuschlagen. Dies blieb F. HIRSCH (1966) vorbehalten, der in Erkenntnis grosser fazieller Aehnlichkeiten der Basis des Alpenen Muschelkalkes im Arlberggebiet mit den von H. BOESCH (1937) bei der Punt la Drossa an der Ofenpassstrasse beschriebenen Schichten gleicher Position dieses Punt la Drossa-Profil zum Typusprofil der Punt la Drossa-Schichten erhob (vgl. HIRSCH, p. 9). Mit der Einführung der Punt la Drossa-Schichten in die Terminologie der Unterengadiner Dolomiten und der Nördlichen Kalkalpen von Vorarlberg und dem westlichen Nordtirol wird erstens die Faziesvergleichbarkeit der mit diesem Terminus belegten Schichten dargetan, und zweitens ist damit eindeutig ein lithostratigraphischer Begriff für die sandig-lagunären Schichten der Muschelkalkbasis geschaffen.

Definition und Begrenzung der Punt la Drossa-Schichten im Rätikon

Die Punt la Drossa-Schichten sind eine lithostratigraphische Einheit vom Range eines Formationsgliedes und bilden in diesem Sinne den basalen Teil der Formation des Alpenen Muschelkalkes. Sie sind im Rätikon etwa gleichzusetzen der Schichtfolge, die von den österreichischen Bearbeitern des Gebietes als Reichenhaller Schichten bezeichnet worden ist und entsprechen den Punt la Drossa-Schichten von

HIRSCH im Klostertal und im Arlberggebiet. Mit den echten Reichenhaller Schichten des Karwendel sind sie seitlich verzahnt, wie dies auf der Tafel der Sammelprofile von HIRSCH zum Ausdruck kommt, und bilden das schwächliche, sandig-siltige Faziesäquivalent zu den bedeutend mächtigeren Dolomit- und Rauhwackenfolgen derselben.

Die Liegendengrenze der Punt la Drossa-Schichten, die zugleich die Grenze zwischen der Verrucano-Buntsandstein-Formation und dem Alpen Muschelkalk darstellt, ist durch das erste Einsetzen der Karbonatsedimentation gegeben. Die Hangendgrenze wurde über der höchsten Rekurrenz der Buntsandsteinfazies oder über der höchsten Einschaltung von Rauhwacken gezogen.

PROFILBESCHREIBUNGEN

Profil Sarojasattel (Drei Schwestern-Schuppe)

Das bestaufgeschlossene Profil durch die Punt la Drossa-Schichten in der Drei Schwestern-Schuppe befindet sich am Sarojasattel in einer Runse, die ca. 50 m südlich vom Sattelpunkt 1628 m zur Gafadura Alp hinunterzieht. Die Punt la Drossa-Schichten legen sich hier um den aus Buntsandstein bestehenden Kern einer kleinen, steil nach NNW bis N überkippten Antiklinale (vgl. Fig. 4).

Im Hangendschenkel der Buntsandsteinantiklinale beginnen die Punt la Drossa-Schichten über weinroten, schieferigen, mürben Glimmersandsteinen mit:

1. 5 m Ockergelbe, kalkige, polymikte Trümmerrauhwacken mit vielen weinroten, siltigen Buntsandsteinkomponenten. In die Rauhwacken eingelagert sind 20 bis 50 cm mächtige Bänke von hellem, feinkörnigem Quarzsandstein, dessen Schichtflächen mit einem grünlichen Serizit-Chloritbelag überzogen sind.
2. 7 - 8 m Die ockergelben Rauhwacken, die anfänglich noch wechsellagern mit feinkörnigen sandigen Dolomiten, setzen nach ca. 4 m zugunsten der Dolomite ganz aus. Die Dolomite haben wellig-höckerige Schichtflächen und lassen im Anschliff eine feinzuklische Schichtung erkennen. Ein Kleinzuklus beginnt mit einem etwa 10% detritischen Quarz führenden, grobkörnigen Dolomit. Zum Hangenden hin nimmt dieser Quarzgehalt rasch ab und im feiner körniger werdenden Dolomit treten Tonschlieren in zunehmend dichter Folge auf. Ein Kleinzuklus umfasst meistens eine einzelne 3 - 5 cm mächtige Schicht und ist damit gegen die Nachbarzuklen deutlich abgegrenzt. Mikrofaziell sind die Dolomite dieser Kleinzuklen den Typen Dr 2 und Dr 3 zuzuordnen.

Da die Fortsetzung des Profils im Hangendschenkel der Antiklinale auf einige Meter schlecht aufgeschlossen bleibt, erfolgte die weitere Profilaufnahme im Liegendenschenkel, bei dem hingegen der Ueber-

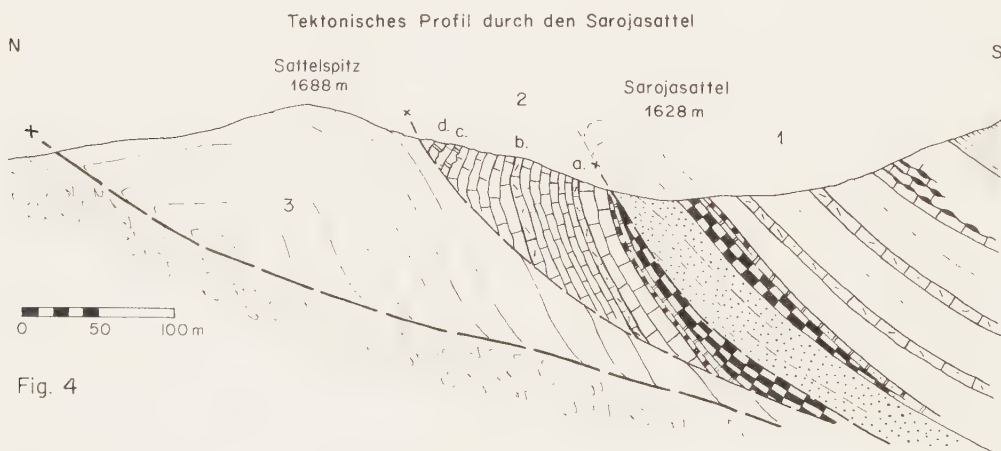
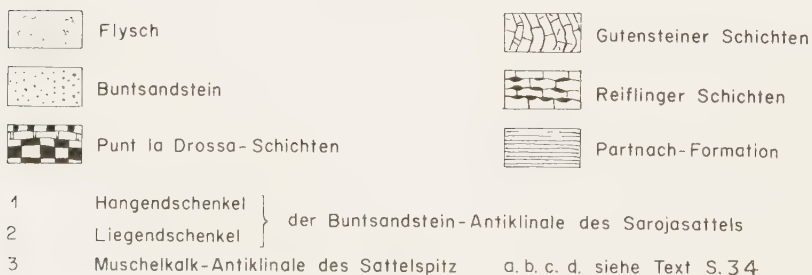


Fig. 4



gang vom Buntsandstein zu den Punt la Drossa-Schichten mit Schutt bedeckt ist. Ueber Dolomiten, die der Folge 2 des Hangendschenkels gleichgesetzt werden können, stehen im Liegendschenkel an:

3. 1 - 2 m Feinbankige, im Bruch graubeige, feinkörnige Dolomite mit einer bevorzugten Aederung senkrecht zur Schichtung. Die welligen Schichtflächen sind von Tonhäuten überzogen. Die detritischen Quarzkörner (ca. 1%) sind stark resorbiert. Die Adern bestehen aus grobkörnigem Dolomit, authigenem, lappig-buchtigem Quarz mit Einschlüssen von idiotopen Dolomitekristallen und Kalzit als jüngster Ausscheidung.
4. 0,5 - 0,6 m Feinbankige, graubeige, fein- bis grobkörnige Kalke mit welligen Schichtflächen und limonitischen Tonbestegen. Sie enthalten bereits einzelne Crinoidentrümmer (Dado-crinen?). Sekundäre Dolomitspataggregate und idiotope, einander nicht berührende Dolomitekristalle sind, wie sich im Dünnschliff zeigt, mit fleckigen Limonitanreicherungen vergesellschaftet.
5. 0 - 2 m Stark verquetschte Folge von grauen bis gelblichen, kalkigen Netzrauhwacken. Das Gestein ist neben der netzartigen Anwitterung auch im Anschliff stark löcherig infolge Auslaugung eines zerreibbaren, ockerigen Materials, das zahlreiche von klarem Kalzit gesäumte Hohlräume ausfüllt.

Folge 5 ist die höchste Einschaltung echter Rauhwacken und wird als die Obergrenze der Punt la Drossa-Schichten im vorliegenden Profil angesehen. Ueber ihr kommen die Gutensteiner Schichten mit Dolomiten und Kalken, die anfänglich von denjenigen der Folgen 3 und 4 der Punt la Drossa-Schichten kaum zu unterscheiden sind.

Profil an der Strasse nach Relles (Davennagruppe)

Durch den Bau eines Strässchens von Bartholomäberg nach Relles (Davennagruppe) sind die Punt la Drossa-Schichten ca. bei Koord. 787 000 / 219 900 aufgeschlossen worden. Ueber rostig anwitternden, im Bruch hellen Quarziten mit fleckig verteiltem Limonit folgen:

1. 15 m Ockergelbe, quarzsandreiche, kalkige Trümmerrauhwaacke mit vorwiegend Komponenten aus graugrünlichem Dolomit und gelbgrünlichen Siltschiefern (Mikrofaziestypus Dr 1, vgl. Photo 1). Diese Komponenten entstammen Dolomit- und Siltschieferhorizonten, die zusammen mit karbonatreichen, siltigen Quarzsandsteinen mit den Rauhwacken wechseln.
Im oberen Teil der Rauhwackenfolge treten noch bis 20 cm grosse Brocken von weinroten Siltschiefern auf.
2. Feinbankige, im Bruch graubräunliche, gelblich anwitternde Dolomite mit welligen, von schwarzen Tonhäuten überzogenen Schichtflächen.
Unter dem Mikroskop zeigen sie eine ausgeprägte dysmikritische Struktur mit z.T. unregelmässig begrenzten, spätigen Dolomitbereichen in einer feinkörnigen dolomitischen Grundmasse.

Da über Folge 2 keine Rauhwacken oder sandig-siltige Einschaltungen mehr folgen, wird diese schon zu den Gutensteiner Schichten gerechnet. Die Punt la Drossa-Schichten bestehen somit im Profil bei Relles nur aus der 15 m mächtigen Rauhwackenfolge 1.

Profil bei der Haltestelle Vandans (Davennagruppe)

Ein weiteres Profil durch die Punt la Drossa-Schichten der Davennagruppe wurde nahe der Haltestelle Vandans, im Wald etwa 200 m östlich der Hauptstrasse St. Anton i. M. - Schruns bei Koord. 784 600 / 219 400 aufgenommen.

Auch in diesem Profil beginnen die Punt la Drossa-Schichten mit:

1. 1 m Ockergelbe, polymikte Trümmerrauhwaacke.
2. 0,5 m Es folgen schmutziggrau anwitternde, im Bruch hellgraue, dünngeschichtete, kavernöse, feinkörnige Dolomite.
Im Dünnschliff zeigt sich eine grunitische bis pseudo-oolithische Struktur.
3. 1 m Kavernöse, sich sandig anfühlende, körnige Sekundärdolomite mit feinkörnigen kalkigen Primärbereichen.
4. 2 + x m Graue, rauhwaackig anwitternde Kalke mit zahlreichen bis höchstens 2 mm grossen, oft rhombisch begrenzten Hohlräumen. Wegen der äusserst intensiven Durchsetzung mit ockerfarbenen Kalzitadern erhält das Gestein ein brekziöses Aussehen.

5. ca. 5 m Schuttbedeckung.
6. 10 m Dunkle bis schwarze, oft rostig anwitternde sandige Siltschiefer. Im Anschliff sind viele parallel zur Schichtung angeordnete, hellere sandige Schlieren von ein bis zwei cm Länge sichtbar. Sie sind im Liegenden deutlich abgegrenzt und gehen seitlich und im Hangenden allmählich in das umgebende dunkle, siltige Material über.
7. Dünngeschichtete, z.T. gestreifte und kavernöse Kalke der Gutensteiner Schichten.

Profil Voralpe Ruggell (Zimba-Schesaplana-Schuppe)

Oberhalb eines kleinen Wäldchens bei den Hütten der Voralpe Ruggel (Zirs und Fahren) Koord. 780 050 / 217 375, setzen sich die Punt la Drossa-Schichten zusammen aus:

1. 6 m Ockergelbe, polymikte Trümmerrauhacken, deren Liegendgrenze zum Verrucano-Buntsandstein nicht aufgeschlossen ist.
Die Hauptkomponenten der Trümmerrauhacke sind eckige, bis 1,5 cm grosse, graue Dolomitbruchstücke und dunkle Schieferflitter von derselben Grössenordnung. Bunte Sandstein- und Siltschieferkomponenten wurden dagegen keine beobachtet.
2. 3 m Beige bis weissliche, feinkörnige Dolomite, die leicht zu einer kreidig-mehligten Masse verwittern. Durch eine sehr intensive Aderung erhalten sie oft die Struktur einer Netz-
rauhacke.

Die Gutensteiner Schichten über der Folge 2 beginnen mit dünngeschichteten, körnigen Dolomiten mit welligen Schichtflächen.

Das von W.O. LEUTENEGGER (1928, p.24) in einer Bachrinne unterhalb der Fahrenalp aufgenommene Profil unterscheidet sich von den Punt la Drossa-Schichten oberhalb der Voralpe Ruggell durch das Fehlen von Rauhwacken.

Profil Wildbad (Mittagspitz-Geisspitz-Zone)

Ein gut aufgeschlossenes Profil durch die Punt la Drossa-Schichten der Mittagspitz-Zone liegt WSW des Wildbades im Gampadelstal am neuen Strässchen, das von P. 1155 nach Latschau führt (Koord. 786 750 / 214 625). Die Abfolge beginnt mit:

1. 1,5+x m Körniger, rötlicher Quarzsandstein mit geringmächtigen Horizonten ockergelber Rauhwacken.
2. 1 m Stark tektonisierte, braunorange siltige Quarzsandsteine.
3. 3 m Schlecht aufgeschlossene, ockergelbe Rauhwacken.
4. 0,8 m Dunkle bis beigebraune, mürbe tonige Schieferchen.
5. 0,2 m Grünlicher, grobkörniger Quarzit.
6. 0,3 m Sich seifig anfühlende, hell graugrünlich anwitternde, quarzreiche, dolomitische Siltschieferchen, die feinblättrig zerfallen.
Im Dünnschliff lässt sich eine innige Verwackung von quarzsandreichen Lagen mit karbonatischen Lagen beobachten. Diese Struktur dürfte aus einer vor der tektonischen Beanspruchung bestehenden feinzuklischen Schichtung entstanden sein.
7. 0,3 m Folge 6 wittert gegen das Hangende ockerig an und geht über in einen verschieferten, grünlichen, fleckenweise stark rostig anwitternden Quarzit.
8. 0,1 m Oberflächlich verlehnte, dunkle Mergelschiefer, die blättrig zerfallen.
9. 0,5 m Im Bruch heller, stark zerklüfteter, grobkörniger Quarzit.
10. 0,25 m Wieder oberflächlich verlehnte, ockerige bis dunkelbraune oder fleckig grünlichgraue (Reduktion des Fe_2O_3) Mergelschiefer.
11. 0,3 m Im Bruch graue, körnige Dolomite mit dichten, bis 2 cm langen Kalkfasern und braunen, welligen Tonhäuten, die das Gestein im mm- bis cm-Bereich durchziehen.
12. 1,2 m Ockergelbe, polymikte, quarzreiche, kalkige Trümmerrauhacke. Nebst Quarz bestehen die Trümmerkomponenten vorwiegend aus grünlichen und weinroten Schieferchen, die auch eigentliche, 1 bis 2 mm mächtige Lagen bilden können.

Ueber Folge 12 schliessen sich die Gutensteiner Schichten an, deren Profil auf S.39 beschrieben ist.

VERBREITUNG, MÄCHTIGKEIT UND GLIEDERUNG

Die heutige Verbreitung der Punt la Drossa-Schichten im Rätikon wird bestimmt durch die Lage der basalen Abscherungsfläche in den verschiedenen tektonischen Einheiten. Die basale Abscherungsfläche verläuft in der nordwestlichen Drei Schwestern-Schuppe, der Heupiel-Schuppe, der Zimba-Schesaplana-Schuppe, der Frescalot-Kristakopf-Schuppe, der Phyllitgneiszone und der Mittagspitz-Geisspitz-Zone im Verrucano-Buntsandstein oder im Kristallin, so dass die Punt la Drossa-Schichten hier überall erwartet werden dürfen, wo sie nicht als inkompetenter Horizont an Störungen innerhalb der betreffenden tektonischen Einheiten ausgequetscht worden sind.

An der Basis der Augstenberg-Schuppe und der Gorvion-Schuppe sind nur noch Teile der Punt la Drossa-Schichten vorhanden, und in der nordöstlichen Drei Schwestern-Schuppe sowie in den nördlichen Teilen der Fundelkopf-Alpila-Schuppe werden überhaupt keine Punt la Drossa-Schichten mehr angetroffen.

Da die Punt la Drossa-Schichten oft ein ausgeprägtes tektonisches Quetschniveau darstellen, sind nur annäherungsweise Angaben über ihre primär stratigraphischen Mächtigkeiten möglich. Diese dürften etwa betragen: 15–20 m in der nordwestlichen Drei Schwestern-Schuppe, 10–20 m in der Davennagruppe, 5–10 m im Rellstal, 5 m in den Mulden der Phyllitgneiszone, wobei hier die extrem starke Auswulzung der Schichtfolgen besonders in Betracht zu ziehen ist, und 10–15 m an der Tschaggunsener Mittagspitze.

Die im Rätikon und der Davennagruppe verbreitetste lithologische Ausbildung der Punt la Drossa-Schichten sind die ockergelben Trümmerrauhacken. Sie bilden oft die Basis der Punt la Drossa-Schichten, können aber auch in höheren Teilen derselben auftreten oder auch ganz fehlen, da ihre Mächtigkeiten hauptsächlich aus tektonischen Gründen stark variieren. Dies geht besonders aus einem Vergleich des Profils an der Strasse nach Relles mit demjenigen bei der Haltestelle Vandans hervor; doch können auch längs dem Rellstal die ockergelben Rauhwacken auf kurze Distanz von 10 m Mächtigkeit gänzlich auskeilen, was in dem von W.O. LEUTENEGGER (1928, p. 24) beschriebenen Profil der Fall ist.

Als Einschaltungen in den Trümmerrauhacken treten meist geringmächtige karbonatarme, sandig-siltige Schieferhorizonte auf, deren Material einen erheblichen Anteil an den Brekzienkomponenten der Rauhwacken haben kann. Diese Schieferhorizonte sind von geringer flächenmässiger Konsistenz, so dass eine Parallelisation von einem Profil zum andern nicht möglich ist. Im Verhältnis zu den Rauhwacken relativ mächtig und zahlreich sind die Siltschieferhorizonte in der nordwestlichen Drei Schwestern-Schuppe und in der Davennagruppe bei Relles.

Karbonatreiche Siltschiefer bis Mergel wurden in der unteren Ganeu-Mulde und im Profil Wildbad festgestellt. Sie sind oberflächlich meist stark verlehmt und treten zwischen Quarzithorizonten, Kalk- oder Dolomitfolgen und Rauhwacken auf.

Eine Besonderheit sind die 10 m mächtigen, dunkeln Siltschiefer im Profil bei der Haltestelle Vandans (Folge 6). Sie können nicht mit den viel geringmächtigeren Siltschieferhorizonten innerhalb der Rauhwacken verglichen werden und lassen sich auch schwerlich als tektonische Repetition von Verrucano-Buntsandstein deuten, von dessen Hangendgrenze uns nirgends ähnliche Ausbildungen in der vorliegenden Mächtigkeit bekannt sind.

Karbonatische Folgen, die untergeordnet detritischen Quarz führen und von Karbonaten der tieferen Gutensteiner Schichten vielfach nicht zu unterscheiden sind, schalten sich im allgemeinen erst in der oberen Hälfte der Punt la Drossa-Schichten ein. Sie sind am mächtigsten und in grösster Mannigfaltigkeit am Sarojasattel aufgeschlossen, sind aber auch im Profil Wildbad und im Profil bei der Haltestelle Vandans ausgeprägt. Im Profil an der Strasse nach Relles fehlen sie dagegen ganz und oberhalb der Vor-alpe Ruggell sind sie nur durch den rauhwackenartigen, kreidig-mehlig verwitternden Dolomit vertreten.

FAZIES UND SEDIMENTATIONSBEDINGUNGEN

In der sandig-lagunären Uebergangsfazies zwischen dem Verrucano-Buntsandstein und den Gutensteiner Schichten können auch bei den Punt la Drossa-Schichten des Rätikon die drei von F. HIRSCH (1966, p. 11 f) ausgeschiedenen Mikrofaziestypen (Dr 1, Dr 2 und Dr 3) festgehalten werden.

Die Mikrofazies Dr 1 ist vertreten durch die polymikten Trümmerrauhacken, über deren Beschaffenheit und Vorkommen wir uns schon bei der Besprechung der Profile und im Abschnitt über die Verbreitung und Gliederung befassen haben. Zusammen mit dem Mikrofaziestypus Dr 2, d.h. den z.T. erheblich sandig-detritischen Karbonaten, und den Einlagerungen von Sandstein- und Siltschieferrekurrenzen der Buntsandsteinfazies bilden die polymikten Trümmerrauhacken die sandig-lagunäre und teilweise penesaline Fazieskomponente der Punt la Drossa-Schichten.

Das terrigen-detritische Material der Faziestypen Dr 1 und Dr 2 entstammt, mit eventueller Ausnahme des Quarzes, zum weitaus überwiegenden Teil der Verrucano-Buntsandstein-Formation und dürfte, wie aus der kantigen Form und dem unverwitterten Zustand der bunten Siltschieferbruchstücke in den Trümmerrauhacken gefolgert werden kann, keinen weiten Transportweg hinter sich haben.

Beim Profil an der Strasse nach Relles (vgl. S. 29) und bei einem Aufschluss am Bach unterhalb Marentes (Koord. 785 000 / 220 400) kann ausserdem nachgewiesen werden, dass die Brekzienkomponenten der Rauhwacken mehrheitlich aus Siltschiefer- und Dolomithorizonten stammen, die den Rauhwacken eingelagert sind. Dies lässt entweder ein syndiagenetisches Zerbrechen und thixotrope Brekzienbildung der Siltschiefereinlagerungen, die sich gegenüber den umgebenden evaporitischen Karbonaten und Sulfaten schneller verfestigten, annehmen oder es kann eine Aufarbeitung der Siltschiefer und eine Wiedereinbettung in die hangenden Anhydritdolomite stattgefunden haben. Schliesslich darf auch die Möglichkeit der tektonischen Verwalkung von Siltschieferlagen nicht ausser acht gelassen werden. Sie ist besonders im oberen Rellstal (Sacktofel) und im Gebiet der Lüneralp augenfällig, wo Raibler Rauhwacken in tektonischem Kontakt mit Verrucano-Buntsandstein stehen, der in zahlreichen kleinsten Splintern in die Rauhwacken eingepresst wurde, so dass diese letzteren petrographisch kaum von Punt la Drossa-Rauhwacken zu unterscheiden sind.

Die Mikrofazies Dr 3 und untergeordnet auch die Mikrofazies Dr 2 bilden die Karbonatfolgen der Punt la Drossa-Schichten. Charakteristisch für diese Karbonatfolgen ist eine oft gradierte Feinschichtung im mm- bis cm-Bereich. Die häufig zu beobachtende Trennung der Kleinzyklen durch limonitische Tönhäutchen mag auf kurzfristige Unterbrüche in der Karbonatsedimentation hinweisen.

Dünne, gleichmässige Schichtung mit welligen, von Tönhäuten belegten Schichtoberseiten ist die Regel in den Punt la Drossa-Karbonaten, die mikrofaziell schon ganz den Typen Gu 6 und Gu 1 gleichen. Es sind dies vor allem die Kalke, die am Sarojasattel bereits Crinoidentrümmer (*Dadocrinus?*) führen.

Die Wassertiefe des Ablagerungsraumes der Punt la Drossa-Schichten ist durchwegs als sehr gering anzunehmen und aus dem seichten Meer müssen verschiedene, allenfalls kurzlebige, flache Verrucano-Buntsandsteininseln aufgeragt haben, die als Hauptlieferanten des sandig-detritischen Materials betrachtet werden. Wo und in welcher Entfernung eine eigentliche festländische Küste gelegen haben mag, lässt sich vom Rätikon aus nicht beurteilen. Sicher steht einzig fest, dass, wenn eine nahegelegene Küste existiert haben sollte, diese kein entblösstes Kristallin aufgewiesen haben kann, da nirgends eine Schüttung von eindeutig als Grundgebirgsdetritus zu bezeichnendem Material hat festgestellt werden können.

GUTENSTEINER SCHICHTEN

Geschichtlicher Abriss über die allgemeine Definition und den Anwendungsbereich der Bezeichnung "Gutensteiner Schichten"

Der Name "Gutensteiner Schichten" wurde 1853 von F. von HAUER für die Schichtfolge des Alpenen Muschelkalkes bei Gutenstein an der Priesting erstmals gebraucht. HAUER rechnete auch die kalkig-mergeligen Lagen, die an der Typuslokalität mit bunten Sandsteinen (Werfener Schichten) wechsellagern, schon zu den Gutensteiner Schichten, was von STUR und später auch von BITTNER entschieden abgelehnt wurde. BITTNER sah anfänglich die ganzen Gutensteiner Schichten als gleichaltrig mit den Reichenhaller Schichten an; nach dem Auffinden einer Reichenhaller Fauna an der Basis des Typusprofils der Gutensteiner Schichten (1897) hielt er nur noch den diese Fauna liefernden Profilabschnitt für ein Äquivalent der Reichenhaller Schichten (vgl. S. 27).

Für dolomitische Varietäten der Gutensteiner Kalke (-Schichten) prägte STUR (1871) den Begriff "Gutensteiner Dolomit". Aus dem Hangendteil der Gutensteiner Schichten ausserhalb der Typuslokalität beschrieb HAUER auch Hornstein-Knollenkalke, für welche er kurz darauf den Terminus "Reiflinger Kalke" schuf.

F. von RICHTHOFEN stellte seinen Virgloriakalk gesamthaft dem Reiflinger Kalk gleich und bestritt das Vorkommen von Gutensteiner Schichten im Rätikon. Dies mag wohl als die initiale Ursache dafür angesehen werden, dass die Anwendung der Bezeichnung "Gutensteiner Schichten" für bestimmte Schichtfolgen des Alpenen Muschelkalkes im Rätikon nur äusserst selten in Erwägung gezogen wurde. Bloss die unter dem technischen Namen "Bludenzer Marmor" bekannten dunkeln Kalke im Steinbruch von Bürs wurden allgemein als Varietät des Gutensteiner Kalkes angesehen, während aber gerade diese Schichtfolge von RICHTHOFEN (1859) als typische Ausbildung des Virgloriakalkes zitiert worden war.

In den östlichen Gebieten der Nördlichen Kalkalpen wurde die lithologische Variationsbreite der Gutensteiner Schichten von alters her bis in die neueste Zeit ziemlich weit gefasst, was nicht zuletzt dadurch bedingt ist, dass auch im Typusprofil etliche verschiedenartige Lithotypen per definitionem als Gutensteiner Kalke aufgefasst werden müssen, was auch die jüngsten makroskopischen und mikrofaziellen Untersuchungen des Typusprofils durch E. FLÜGEL und M. KIRCHMAYER (1963) erneut bewiesen haben. Unter den von diesen beiden Autoren aufgezählten Lithotypen, denen der Grossteil der Ausbildungen der Gutensteiner Schichten des Rätikon beigelegt werden kann, nehmen die oft als Typusgestein der Gutensteiner Schichten angeführten dünnbankigen, dunkeln und teilweise bituminösen Kalke nur einen geringen Bruchteil ein.

H. P. CORNELIUS (1951) erwähnt als typische Gutensteiner Kalke ebenfalls die dünnbankigen, dunkeln Kalke mit welligen Schichtflächen, die etwa der Fazies im Steinbruch Bürs entsprechen, zählt dann aber weiterhin auch dickbankige bis massige Kalke mit Uebergängen zu Riffkalken und sogar rote, Ammonoiten führende Kalke (Pseudo-Schreyeralms-Kalke) zu den Gutensteiner Schichten.

Definition und Begrenzung der Gutensteiner Schichten im Rätikon

E. FLÜGEL und M. KIRCHMAYER (1963) haben die Gutensteiner Schichten als Zeit-Gesteins-Einheit bezeichnet, da das Typusprofil zum Liegenden und zum Hangenden biostratigraphisch begrenzt werden könne. In fossilarmen Gebieten, wie dem unseren, müssen dagegen die Gutensteiner Schichten unbedingt als eine lithostratigraphische Einheit verstanden werden. In diesem Sinne werden sie von F. HIRSCH (1966) als Formationsglied des Alpen Muschelkalkes ausgeschieden, welchem Vorgehen wir uns anschliessen.

Im Liegenden sind die Gutensteiner Schichten begrenzt durch die Obergrenze der Punt la Drossa-Schichten. Die Hangendgrenze wird im ganzen Rätikon, mit Ausnahme der Mulden in der Phyllitgneiszone und der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone, an die Basis der Encrinitenbank gelegt.

In den Mulden der Phyllitgneiszone und der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone, wo weder die Encrinitenbank noch die Hornstein-Knollenkalkfazies ausgebildet sind, so dass keine Reiflinger Schichten ausgeschieden werden können, reichen die Gutensteiner Schichten bis an die Basis der Partnach-Formation.

PROFILBESCHREIBUNGEN

Profil Sarojasattel (Drei Schwestern-Schuppe)

In der Runse südlich des Sarojasattels lässt sich im Liegendschenkel der Buntsandsteinantiklinale in der Fortsetzung des Punt la Drossa-Profiles von S. 28 folgendes Profil der unteren Gutensteiner Schichten aufnehmen:

1. 3 m Feinbankige, im Bruch graubeige, körnige Kalke mit welligen, von Tonhäuten überzogenen Schichtflächen.
2. 2 m Feinbankige, im Bruch und in der Anwitterung beige, feinkörnige Dolomite. Sie haben wellige Schichtflächen mit Tonbestegen und sind meist senkrecht zur Schichtung intensiv geädert.
3. 2-3 m Dünngeschichtete bis feinbankige, sehr reichgeäderte, körnige Kalke, vergleichbar Folge 1.
4. 5 m Feinbankige, in allen Richtungen von zahlreichen kalzitischen Adern durchzogene, graubeige, körnige Dolomite. Neben den dunkeln Tonhäuten auf den ebenen Schichtflächen weist das Gestein auch schichtinterne, bis 3 mm dicke siltige Tonschnüre auf.
5. 3 m Mittelbankige, dunkel bräunlichgrau anwitternde, körnige Kalke mit z. T. ziemlich dicken, dunkel fettglänzenden Tonhäuten auf den Schichtflächen. Im Anschliff senkrecht zur Schichtung sind auch zahlreiche stylolithische Tonhäutchen auffallend, mit denen, wie aus dem gefärbten Dünnschliff hervorgeht, sekundäre, vielfach idiotope Dolomitkristalle vergesellschaftet sind.
Das Gestein enthält etwa 3% meist stark resorbierten, detritischen Quarz.
Die ziemlich häufigen Crinoidentrümmer (u. a. *Daöocrinus gracilis*) sind vor allem auf der Anwitterungsfläche gut sichtbar, auf welcher auch zahlreiche Limonitisierungen auffallen, die sich im Dünnschliff als limonitisierte und rekristallisierte, nicht bestimmbar Algendurchschnitte erweisen.
6. 1,5 m Mittelbankige, bräunliche, feinkörnige Dolomite, ähnlich Folge 4.
7. 6 m Kalke vergleichbar denjenigen von Folge 5. Sie enthalten aber nur noch vereinzelt Crinoidentrümmer.
8. 0,3 m Erdig zerfallendes, stark tektonisiertes Bändchen aus löcherigen, plattigen, graubeigen, feinkörnigen Kalken.
9. 7+x m Feinbankige, schmutzig beigebraun anwitternde, im Bruch graubeige, feinkörnige Kalke. Die Schichtflächen sind von dunkeln Tonhäuten überzogen. Weisse Kalzitadern, die meist senkrecht zur Schichtung verlaufen, werden von dünnen Stylolithen versetzt.
Im Dünnschliff zeigt sich, dass diese Kalke aus einer feinen zyklischen Abfolge von feinkörnigen, teilweise dolomitisierten Kalklagen und bis 2 mm dicken mergeligen Lagen bestehen, die zahlreiche detritische Quarzkörner in Sandfraktion enthalten. Kieselsäure ist zudem auch authigen in dünnsten Lagen abgeschieden worden. Die Grenzen zwischen den Kalklagen und den mergeligen Lagen sind wellig aber scharf ausgebildet.

Sekundäre Dolomitisierung wird in den mergeligen Lagen nicht beobachtet. In den Kalklagen tritt der Dolomit als gleichmässig verteilte, einander nicht berührende Einzelspäte oder als verzahnte Aggregate auf, die z.T. an Fossiltrümmer gemahnende Umrisse besitzen (Ghost Fossils).

Mit Folge 9 endet der Aufschluss in der Bachrunse. Die Fortsetzung des Profils zum Hangenden kann aber am Grat vom Sarojasattel zum Sattelspitz aufgenommen werden. Wie aus Fig. 4, S. 28 ersichtlich ist, befinden wir uns auch auf dieser neuen Profils pur im Liegendschenkel der Buntsandstein-Antiklinale. Das Anstehende beginnt im Liegenden mit:

10. 13 + x m Dünngeschichtete bis feinbankige, grau anwitternde, reichgeäderte, feinkörnige Kalke, die auf der Anwitterungsfläche oft Algendurchschnitten ähnliche Limonitisierungen aufweisen (Mikrofazies Gu 4). Die Schichtflächen sind wellig und von Tonhäuten überzogen. Eigentliche Wurstkalke treten jedoch nicht auf.
Crinoidentrümmer sind im unteren Teil der Folge nicht selten.
Im Dünnschliff wurden auch einige konzentrisch laminierte Schalenbruchstücke und ein Gastropodendurchschnitt beobachtet. Die makroskopisch algenartigen Limonitisierungen sind an grobkörnige Dolomitspataggregate gebunden, deren Umrisse aber nicht mehr mit Sicherheit als Algenreste gedeutet werden können.
Das Gestein enthält etwa 5% Quarz, dessen Körner immer einen Karbonatkern aufweisen, um den sich durch sekundäre Anlagerung von Kieselsäure oft ein idiotoper Quarzkristall gebildet hat.
- Aufgrund der tektonischen Verhältnisse kann Folge 10, die einige Ähnlichkeit besitzt mit Folge 5, mit Sicherheit ins Hangende der ganzen Abfolge in der Bachrunse gestellt werden, wenn auch die Mächtigkeit der fehlenden Schichtglieder zwischen Folge 9 und Folge 10 nicht genau ermittelt werden kann.
- Die Biokalkarenite der anschliessenden Folge 11 sind in Fig. 4 mit b) bezeichnet, während der Crinoiden führende Kalk von Folge 5 unter a) angegeben ist.
11. 4 m Feinbankige, in Bruch und Anwitterung graue Kalkarenite, die schichtintern von vielen Stylolithen durchzogen sind. Sekundäre Dolomitisierung in Form von einander nicht berührenden Einzelkörnern, die immer von einer Limonitkruste umgeben sind. Quarz ist im Gegensatz zu Folge 10 nicht mehr vorhanden.
Crinoidentrümmer (hauptsächlich *Dadocrinus gracilis*) sind allgemein häufig. Horizontweise ist das Gestein als eigentliche biogene Brekzie mit Crinoidentrümmern und Schalenbruchstücken ausgebildet (Mikrofaziestypus Gu 5, vgl. auch Photo 3).
12. ca. 10 m Feinbankige, hellgrau anwitternde und im Bruch dunkle, feinkörnige bis dichte Kalke. Crinoidentrümmer treten nur noch vereinzelt auf. Sekundäre einzelne Dolomitmörner und kleinere Dolomitspataggregate sind wiederum mit Limonitschlieren vergesellschaftet.
13. 1 m Infolge hohen Limonitgehaltes ockerig anwitternde, im Bruch gelbliche Kalkbank. Es sind mindestens zwei Generationen von Adern vorhanden, wobei die ältere von Stylolithen versetzt wird, während die jüngere ihrerseits die Stylolithen versetzt.
Mikroskopisches: In der feinkörnigen Grundmasse kommen bis 2 cm lange, deutlich abgegrenzte, grobkörnige Linsen vor und einige stark limonitisch umkrustete Dolomitspäte. Des weiteren werden vereinzelt Crinoidentrümmer sowie kleine konzentrisch struierte Schalenbruchstücke beobachtet, bei denen es sich entweder um Ostracoden oder um Molluskenbrut handeln könnte.
14. 15 - 20 m Mittelbankige, graue, feinkörnige Kalke mit etwa 5% Quarz in der Ausbildung desjenigen von Folge 10. Der idiotope Quarzkristall bildet oft nur ein Skelett um einen xenotopen Kalzitkern.
15. 0,8 m Grobbankige, gelblich anwitternde, im Bruch graue, körnige Kalke mit lappig begrenzten, von weissem Kalzit erfüllten Arealen, die wir als "Shrinkage Pores" deuten möchten.
16. 0,3-0,5 m Folge 15 geht längs einer unregelmässig verlaufenden, schichtinternen Grenze über in einen spätigen Dolomit (Mikrofaziestyp Gu 1). Die Dolomitisierung setzt ein mit einander nicht berührenden einzelnen Dolomitmörnern, die nach 2 - 3 cm in einen spätigen Dolomit mit Mosaikstruktur übergehen. Folge 16 ist auf dem tektonischen Profil (Fig. 4) mit c) gekennzeichnet.
17. 4 - 5 m Mit scharfer, durch eine Bankfuge dokumentierter Grenze folgen wieder Kalke wie Folge 15.
18. 7 m Spätige Dolomite, die in der bei Folge 16 geschilderten Weise mit den liegenden Kalken in Verbindung stehen. Sie sind z.T. auch als Flammendolomite ausgebildet. Auf Fig. 4 mit d) bezeichnet.

19. 6 m Mittelbankige bis grobbankige, in Bruch und Anwitterung graue, feinkörnige Kalke mit planen Schichtflächen. Sie sind von den liegenden Dolomiten wiederum durch eine deutliche Bankfuge getrennt und wechsellagern mit bis 1 m mächtigen dünngeschichteten Wurstkalken. Im Dünnschliff werden wiederum idioptopische Quarzkristalle festgestellt.

Die Folge 19 wird von der auf Fig. 4 dargestellten Störung abgeschnitten. Das Profil bleibt im weiteren Verlauf schlecht aufgeschlossen und ist infolge der nahen Hauptüberschiebung des Oberostalpins auf den Flysch stark zerrüttet.

Die Basis der Encrinitenbank, d. h. die Hangendgrenze der Gutensteiner Schichten, wird somit im vorliegenden Profil nicht ganz erreicht. Die Encrinitenbank steht nur im Hangendschenkel der Buntsandstein-Antiklinale, ca. 150 m südlich des Sarojasattels, an; doch ist hier ihr Liegendes und Hangendes nur sehr lückenhaft aufgeschlossen.

Profil Vorder Valorsch (Heupiel-Schuppe)

Das Profil befindet sich im Grosstobel (Name auf der Landeskarte der Schweiz 1:25 000, Blatt "Drei Schwestern", 1136, nicht eingetragen), das 150 m südlich der Alphütten von Vorder Valorsch das Strässchen quert (Koord. 762 400 / 222 300). Es beginnt direkt am Strässchen und führt von da im Bachbett aufwärts.

Da dieses Profil bereits von H. SCHAETTI (1951, p. 58 f.) generell beschrieben worden ist, möchten wir auf eine nochmalige allgemeine Schichtbeschreibung verzichten und dafür einzelne Charakteristika eingehender erwähnen.

Die Liegendgrenze der Gutensteiner Schichten ist im Profil des Grosstobels nicht aufgeschlossen.

Als unterste Folge erwähnt SCHAETTI grau anwitternde Kalke mit braungelben Flecken und welligen Schichtflächen. Im Dünnschliff erweisen sich diese braunen Flecken als stark limonitische Zentren von sekundären Dolomitspäten oder als mutmassliche rekrystallisierte und dolomitisierte Algendurchschnitte. Des weiteren enthält der Dünnschliff 3–5% idioptopische Quarzkristalle, wie sie im Profil vom Sarojasattel mehrmals erwähnt worden sind. Das Gestein ist gut vergleichbar mit Folge 10 vom Profil Sarojasattel.

Wie schon SCHAETTI festgestellt hat, schalten sich bereits nahe der Basis unseres Profils feinbankige, bräunlichgrau bis ockerig anwitternde, feinkörnige Dolomite ein, die wellig-höckerige Schichtflächen mit Tonbestegen haben. Da der feinkörnige Dolomit im Vergleich zu den zahlreichen Kalzitäderchen leicht zu einem braunen Pulver verwittert, zeigt die Anwitterungsfläche oft die Struktur einer Netzaufwacke.

In den von SCHAETTI mit 21 m Mächtigkeit angegebenen Kalken seiner Folge 4 treten einige Meter mächtige, im Handstückbereich zyklische und kreuzgeschichtete, feine Kalkarenite auf. Zyklen und Kreuzschichtung sind am besten auf der Anwitterungsfläche zu sehen. Körnige, limonitreiche Dolomitlagen wechseln mit feinkörnigen bis dichten, praktisch limonitfreien Kalklagen. Die sekundäre Dolomitisierung scheint somit nur die wohl ursprünglich schon gröber arenitischen und poröseren Lagen erfasst zu haben, während die feinen Kalkschlicklagen davon nicht betroffen wurden.

Die tiefste Folge von Flammendolomiten schaltet sich nach unseren Aufnahmen 25 m über der Profilbasis ein. Es sind dunkelgraue, spätige Dolomite mit einigen Zentimeter dicken Weisspatlagen. In den letzteren kommen dünne, dunkle Streifen vor, die das nicht völlig verdrängte Pigment des grauen Dolomites enthalten.

Die Untergrenze ist, wie es für die Dolomitspatbänke der Gutensteiner Schichten die Regel bedeutet, durch einen schichtintern stattfindenden allmählichen Uebergang aus den liegenden Kalken gegeben.

SCHAETTI beschreibt eine spätige, 3 m mächtige Dolomitbank 43 m über seiner Profilbasis, die der unsrigen entsprechen dürfte. Die Schichtmächtigkeiten werden aber von SCHAETTI oft erheblich überschätzt.

Die nächsthöhere Folge von Flammendolomiten folgt nach ca. 10 m Kalken und ist etwa 8 m mächtig. SCHAETTI erwähnt hingegen erst nach 35 m wieder einen spätigen Dolomit, dessen Mächtigkeit er mit 22 m angibt.

Über dieser zweiten Dolomitfolge kommen nach unseren Aufnahmen wieder 6 m geschichtete, graue, feinkörnige Kalke mit welligen, von Tonhäuten überzogenen Schichtflächen.

Darauf schaltet sich nochmals eine nur undeutlich gebankte, ca. 4 m mächtige Dolomitspatfolge ein. Der graue, spätige Dolomit wird von vielen dünnen, weissen Kalzitadern durchschwärmt. Weisspatlagen treten keine mehr auf. Weisslicher Kalzit dagegen kommt in lappig begrenzten Arealen von einigen Millimetern Grösse vor.

Es folgen wieder einige Meter geschichtete, graue, feinkörnige Kalke, die eine fleckig-flaserige Anordnung von verschiedenen pigmentierten Arealen aufweisen.

Es schaltet sich nochmals ein körnig-glitzernder und sich "sandig" anführender Dolomit ein, der eine einzige Bank bildet, deren Oberseite von einer bis einige mm dicken Tonhaut überzogen ist. Durch unterschiedliche Verwitterungsresistenz des körnigen Dolomites und der zahlreichen Kalzitadern ergibt sich oft eine netzartige Anwitterung.

Nach einer weiteren, schlecht aufgeschlossenen Folge von dünnbankigen Kalken ist die Encrinitenbank erreicht. Diese ist wie ihr direkt Liegendes im Grosstobel stark mit Schutt bedeckt. Sie ist hingegen nördlich vom Grosstobel an einem teilweise in die Felsen gehauenen, jetzt verfallenen Pfad, der zu einer kleinen Alphütte auf Kote 1550 m führt, bei Koord. 762 650 / 222 500 gut anstehend.

Das Liegende der Encrinitenbank, die SCHAETTI als "Fossilschicht" bezeichnet, wird am erwähnten Alpweg von einem dünnbankigen, grauen Kalk gebildet, der horizontweise zahlreiche von der Verwitterung herauspräparierte Algendurchschnitte zeigt. Auch Crinoiden sind darin schon ziemlich häufig. Im Dünnschliff zeigen sich die bekannten authigenen, idiotopen Quarzkristalle. Die bestimmbar Algen aus dieser Kalkfolge sind auf S. 46 beschrieben und finden sich auf Photo 12 und 13 abgebildet.

Profil Amatschonjoch (Zimba-Schesaplana-Schuppe)

J. VERDAM (1928, p. 25f.) beschreibt ein "Spezialprofil des Anisien" mit der Ortsangabe "direkt oberhalb vom Virgloriatobel". Diese ungenaue Lokalitätsangabe machte es trotz der von VERDAM noch angegebenen Kote der untersten Folge seines Profils (1770 m) unmöglich, seine Profilschicht mit Sicherheit wiederzufinden. Zudem können der Profilbeschreibung VERDAMS weder lithologische Details noch die Grenze zwischen Gutensteiner Schichten und Reiflinger Schichten entnommen werden.

Unsere anschliessend wiedergegebenen Profilaufnahmen haben wir in der nächsten Umgebung des Amatschonjoches gemacht. Die tiefste Folge der Gutensteiner Schichten, deren Liegendgrenze nicht aufgeschlossen ist, steht ca. 150 m WSW des Joches bei Koord. 770 080 / 219 370 an (vgl. Titelbild). Von hier in einer kleinen Schuttrinne zwischen den Latschen hochsteigend treffen wir folgende Abfolge an:

1. 3 + x m Feinbankige, gelblich anwitternde, im Bruch graue, feinkörnige Kalke mit welligen, von Tonhäuten überzogenen Schichtflächen und z.T. Wurstln.
2. 10 - 12 m Grobbankige, dunkelgrau bis bräunlich anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke mit vielen kleinen bis mm-grossen Hohlräumen (Messerstichen ähnlich). Sie sind sehr bröckelig.
Unter dem Mikroskop erweist sich der von vielen schichtparallelen, stylolithischen Tonhäuten durchzogene Kalk als intraklastischer Grunit, wobei zwischen eigentlicher intraformationell-brekziöser Struktur und undeutlicher "structure grumeleuse" alle Uebergänge vorkommen (Mikrofaziestypus Gu 4).
3. 3 m Massige, beige anwitternde, im Bruch hell beige-graue, körnige Dolomite, die viele mit weissem Dolomitspat erfüllte, bis einige Millimeter grosse, lappig begrenzte Hohlräume enthalten, die eventuell als "Shrinkage Pores" anzusehen wären. Reliktische Kalkbe-
reiche werden auch im Dünnschliff keine beobachtet.
4. 2 m Grobbankige, graubraun anwitternde, im Bruch dunkelgrau, feinkörnige Kalke.
5. 3 m Feinbankige, feinkörnige Wurstlkalke; vergleichbar den Wurstlbanken in Folge 1.
6. 10 m Mittelbankige bis grobbankige, splitterig brechende, dunkelgrau, reichgeäderte, feinkörnige Kalke. Ihnen ist eine 1 m mächtige, massige, graubeige Kalkbank eingeschaltet, deren Oberfläche von zahllosen gelbbraunen Tupfen übersät ist. Diese Tupfen (vgl. Photo 4) erweisen sich unter dem Mikroskop als meist rundliche, stark limonitisch umkrustete, xenotope Dolomiteinzelspäte oder kleine Dolomitspataggregate. Wir möchten diese Bildungen als rekristallisierte und dolomitisierte Ooide auffassen.
7. 5 m Undeutlich gebankte, beige-grau anwitternde, im Bruch graue, grobkörnige Dolomite (Gu 1), die teilweise als hell-dunkel gebänderte Flammendolomite ausgebildet sind.
8. 7 m Dunkelgrau, feinkörnige Kalke mit zahlreichen weissen Kalzitadern.

Im Hangenden von Folge 8 sind die Aufschlussverhältnisse bis hinauf zum Weglein, das vom Amatschonjoch in Richtung Nenzinger Himmel führt, auf eine Mächtigkeit von etwa 20 m durchwegs schlecht.

Auf der Hangeite dieses Wegleins stehen im ersten Aufschluss südlich P. 2028 an:

13. 4 m Grobbankige, beige-grau anwitternde, im Bruch dunkelgrau, feinkörnige Kalke, die auf der Anwitterungsfläche einzelne Crinoidentrümmer erkennen lassen. Im Dünnschliff beobachtet man ca. 3 % lappig begrenzten, authigenen Quarz mit Karbonateinschlüssen. Im oberen Teil dieser 4 m mächtigen Kalke ist eine 80 cm dicke, feinbankige Partie

pseudo-oolithischer Kalke eingeschaltet, die von denjenigen der Folge 6 kaum zu unterscheiden sind.

Zur Aufnahme der Schichtglieder zwischen Folge 8 und den soeben angeführten Gesteinstypen wurde eine neue Profilspur auf der Ostseite des Amatschonjoches gewählt. Sie beginnt bei Koord. 770 300 / 219 400 und führt in südwestlicher Richtung zum Grat Amatschonjoch – Amatschonkopf hinauf. Vom Liegenden zum Hangenden treffen wir an:

9. 10+x m Dünngeschichtete bis feinkbankige, gelblich anwitternde, im Bruch graue, feinkörnige Kalke mit welligen Schichtflächen und Tonbestegen. Crinoidentrümmer kommen vereinzelt über die ganze Folge hinweg vor, sind aber in einzelnen Horizonten zu einem Biokalkarenit angereichert. Diese Horizonte enthalten auch über 5% detritischen Quarz.
10. 1,5 m Gelbbraun anwitternde, im Bruch graue, körnige Dolomite. Sie sind sehr intensiv geädert, so dass die Grundmasse stellenweise zu Brekzienkomponenten innerhalb des spätigen Aderwerkes aufgelöst erscheint. Die Adern sind teilweise oder auch ganz dolomitisch (Kalzit wahrscheinlich sekundär).
11. 1,2 m Mittelbankige, im Bruch dunkle, feinkörnige dolomitische Kalke mit zahlreichen, auch schichtinternen Tonhäuten und Resedimenten in Form von dunkeln, pelitischen Fetzen (Schlickgeröllen), (Mikrofaziestypus Gu 2). Crinoidentrümmer sind horizontweise angereichert. Sie sind nie dolomitisiert, obschon sekundäre Dolomitisierung stellenweise verbreitet ist. Der Dolomit tritt in Form von vielfach idiotopen, einander nicht berührenden Einzelspäten oder als verzahnte Aggregate auf. Schlecht erhaltene Schalenreste sind ebenfalls dolomitisiert.
12. 1,5 m Gelblich anwitternde, kalkige Netzaufwacke. Die dünnen, verwitterungsresistenten Aederchen begrenzen und durchziehen Hohlräume, die ursprünglich von einer beigen, mürben und zerreibbaren, dichten Masse erfüllt sind.
Die Grundmasse ist bei mikroskopischer Betrachtung undeutlich intraklastisch mit dunkeln, dichten, oft gerundeten Partikeln in einer feinkörnigen, limonitischen Kalkmatrix.

Es folgen nun die Kalke mit dem Pseudo-Oolithhorizont, die in der ersten Profilspur beim Weglein oberhalb des verdeckten Profilabschnittes anstehen.

In der zweiten Profilspur haben wir unter dem Pseudo-Oolithhorizont etwa 17 m anstehend, während in der ersten Profilspur unter dem betreffenden Horizont ca. 20 m verdeckt sind. Zwischen Folge 8 der ersten Profilspur und Folge 9 in der zweiten Profilspur bleiben damit nur ungefähr 3 m unbekannt.

Die weitere Fortsetzung der Gutensteiner Schichten bis hinauf zur Encrinitenbank kann am schon mehrmals erwähnten Weglein erfasst werden, das die Schichten in einem spitzen Winkel zur Streichrichtung schneidet. Wir treffen hier:

14. 1,8 m Hellbeige bis bräunlich anwitternde, grobkörnige Dolomite.
15. 2 m Mittelbankige, bräunlich anwitternde, im Bruch graue, reichgeäderte, körnige Dolomite. Das Gestein hat eine dolomitisch-grumitische Struktur (ev. zwei Generationen von Dolomit) und enthält häufig erst im Dünnschliff sichtbare, dunkle, pelitische und z.T. gut gerundete Intraklasten. Ein Äquatorialschnitt einer *Glomospirella* sp. ist auf Photo 5 abgebildet. Als Fossilreste *incertae sedis* müssen dünnwandige, von feinkörnigem Dolomit erfüllte, kreisrunde Querschnitte betrachtet werden, die beim Drehen des Schliffes unter gekreuzten Nicols ein Auslöschungskreuz aufweisen (Calcsphären).
16. Encrinitenbank (siehe Profil der Reiflinger Schichten vom Amatschonjoch, S. 55).

Profil Bürs (Fundelkopf – Alpila – Schuppe)

Der Alpine Muschelkalk im Steinbruch von Bürs war schon RICHTHOFEN bekannt, der das Vorkommen in wenigen Sätzen schilderte und es gesamthaft dem "Virgloriakalk" unterstellte. Später waren die in Bürs gebrochenen Gesteine als einzige im ganzen Rätikon – wohl wegen der mehrheitlich typischen dunkeln und plattigen Ausbildung der Schichtfolgen – unter dem Namen "Gutensteiner Schichten" (technisch: "Gutensteiner Marmor") bekannt geworden.

Dem von uns im Steinbruch Bürs aufgenommenen Profil liegen die Aufschlussverhältnisse des Sommers 1964 zugrunde. Das Profil in den saiger stehenden Schichten beginnt am westlichen Ende des Steinbruches. Die Liegendgrenze der Gutensteiner Schichten ist leider auch in diesem Profil nicht enthalten.

1. 2+x m Dünngeschichtete bis feinkbankige, gradierte und z.T. kreuzgeschichtete Kalkarenite. Die Mächtigkeiten eines Kleinzyklus schwanken von einigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern, und eine Schicht, die durch plane Schichtflächen mit Tonbestegen begrenzt

ist, kann mehrere Kleinzyklen enthalten. In dem auf Photo 35 abgebildeten Anschliff haben wir im Liegenden eine Kalklutitlage, auf die eine 1 bis 2 mm mächtige Arenitlage folgt, welche im Liegenden und Hangenden von einer Tonmembran begrenzt wird. Darüber kommt eine feine, kreuzgeschichtete Arenitlage, die wiederum von einer gröberen Arenitlage mit millimetergrossen, unregelmässig begrenzten und von xenotopen Dolomitspäten erfüllten Hohlräumen scharf abgeschnitten wird. Dieser gröbere Arenit geht allmählich in einen Lutit über, und es folgt eine gradierte Lage, über welche sich ein gröberer Arenit mit von Dolomitspat erfüllten Hohlräumen legt. Er greift in bis 5 mm tiefen Taschen ins Liegende hinunter.

2. 0,7 m Durch Verlust der gradierten Schichtung geht Folge 1 allmählich in einen dunklen, feinmuschelartig brechenden, dichten Kalk über, der zahlreiche nicht über 0,5 mm grosse Hohlräume enthält.
3. 5 m Feinbankige, dunkle bis schwarze, dichte Kalke mit welligen Schichtflächen und schichtinternen Tonschlieren, die das Gestein wulstig unterteilen. Typus des Wurstlkalkes, Mikrofazies Gu 2 (vgl. Photo 6).
Im Dünnschliff wirkt die Grundmasse wolkgig-schlierig infolge unterschiedlichen Gehaltes an pelitischem Material und enthält viele resedimentierte Kalkschlammfetzen sowie auch einige verschwemmte Crinoidentrümmer und Ostracodenschälchen.
4. 12 m Durch eine 20 cm breite Ruschelzone von Folge 3 getrennt folgen weiterhin dünngeschichtete, dunkle, meist reichgeäderte Kalke mit zwar welligen Schichtflächen, aber ohne deutlich ausgebildete Wurstln.
5. ca. 1 m Ruschelzone bestehend aus dunkeln, tektonisch verschieften Kalken mit dunkel fettglänzenden Harnischen.
6. 4,5 m Mittelbankige, dunkle, dichte Kalke mit welligen, von dunkeln Tonhäuten überzogenen Schichtflächen und schichtinternen Tonschlieren (Wurstlkalke!). In den Tonschlieren ist detritischer Quarz angereichert. Sie sind deshalb wohl als Subsolutionsrückstände zu betrachten.
7. 3,5 m Mittelbankige, dunkle, feinkörnige bis dichte Kalke, die wie Folge 3 aufgearbeitete Kalkschlammfetzen enthalten.
Im Dünnschliff ist das Gestein charakterisiert durch VerkieSELungen, die neben Schalen-trümmern und unregelmässig lappigen Hohlräumen auch viele idiotope rhomboedrische Kavernen erfüllen, was zur Vermutung einer Pseudomorphose von Quarz nach Dolomit berechtigt.
8. 0,5 m Dünngeschichtete, dunkle, dichte Kalke mit zahlreichen schichtexternen und schichtinternen Tonhäuten. In der einheitlichen Grundmasse sind nicht selten länglich-dreieckige, messerstichartige und von klarem Kalzit erfüllte Poren vorhanden.
9. 2,2 m Ziemlich löcherige, dunkle, feinkörnige Kalke, die zum Hangenden in einen schlecht gradierten und von vielen Stylolithen durchzogenen Kalkarenit übergehen. Die höchstens 1 mm grossen Hohlräume sind entweder leer oder von limonitischem Dolomit erfüllt. Aus dieser Folge stammte eine Platte mit Rippelmarken, die etwa 10 m über der Steinbruchbasis in der Wand längere Zeit sichtbar war, dann aber dem Weiterabbau zum Opfer fiel.
10. 4,2 m Feinbankige, dunkle, dichte Kalke mit welligen Schichtflächen und Tonbestegen. Die wolkgige Grundmasse enthält resedimentierte Kalkschlammfetzen.
11. 5 m Mit unregelmässig-welliger Liegendgrenze, die nicht durch eine Schichtfuge manifestiert wird, folgen typische Flammendolomite (Gu 1) bestehend aus grauen, grobspätigen Dolomitlagen und Weissspatlagen. Die letzteren grenzen im Liegenden unregelmässig-lappig an den grauen Dolomit, während sie im Hangenden von einer dünnen, dunkeln Tonmembran begleitet sind. Die einzelnen Weissspatlagen halten kaum über einige Dezimeter an und können sich auch seitlich gabeln. In bezug auf die Weissspatbildungen prae-existente Stylolithe wirken als Hindernis für die Ausbreitung der Weissspataggregate (vgl. Photo 36).
12. 3,3 m Dünngeschichtete bis mittelbankige, dunkle, feinmuschelartig brechende, feinkörnige bis dichte Kalke mit welligen Schichtflächen, Tonhäuten und vielen schichtinternen Stylolithen. Mit dieser Folge ist die vorderste (Nordost-) Ecke des Steinbruches erreicht. Die folgenden Schichtglieder stehen am Fusse des sog. "Gitzi-Schrofens", z. T. hinter den Häusern auf der Hangseite der Bürsbergstrasse an.
13. 0,6 m Dunkel beige-graue, feinkörnige Kalkbank, die von vielen 1 bis 3 mm grossen, meist eckigen Kavernen durchsetzt ist, welche immer leer sind.
14. 0,15 m Feinbankige Wurstlkalke.
15. 0,7 m Eine einzige Bank bildende, körnige Kalke, die im Millimeter-Bereich infolge wechselnden

Gehaltes an pelitischen Verunreinigungen heller und dunkler gebändert sind.

Unter dem Mikroskop zeigt sich eine stark krümelige Grundmasse, in der horizontweise dunkle, dichte Intraklasten von länglich-eckiger Form und dunkle Schlammkugeln angereichert sind (= dunklere Bänder). Bei den Schlammkugeln wird z.T. eine undeutliche konzentrische Anlagerung um einen strukturlosen Kern festgestellt.

Neben einigen nur noch an ihrer Netzstruktur erkennbaren Echinodermenspäten enthält das Gestein schliesslich noch etwa 3% detritischen Quarz, der meist erheblich resorbiert ist. Grobbankige, bräunlich anwitternde, im Bruch graubraune, grobkörnige Dolomite mit Zwickeln, die von sekundärem Kalzit und authigenem Quarz erfüllt sind. Die Dolomitisierung muss mindestens in zwei Phasen erfolgt sein, was durch idiotope Dolomitrhomboeder innerhalb der grobspätigen Mosaikstruktur belegt wird. Nach CAYEUX (1935, p.332 ff.) gehören solche Rhomboeder einer ersten Dolomitisierung an und werden bei einer nachfolgenden zweiten Dolomitisierung nicht zerstört. Weissspatlagen, die bis einige Zentimeter mächtig sind, dürften schliesslich als eine dritte Dolomitisierung betrachtet werden können. Innerhalb der mosaikartig verzahnten, xenotopen Dolomitspäte wird oft ein schwacher, bräunlicher Ring beobachtet, bei dem es sich um die ehemalige Begrenzung von Ooiden handeln könnte, die durch die Dolomitisierung obliteriert worden sind.

16. 4,5 m Feinbankige, dunkle, muschelig brechende, dichte Kalke. Sie sind von feinen Tönhäuten durchschwärmt, durch welche die Grundmasse in kleine, flaserige Linsen aufgegliedert wird.
17. 2,4 m Geschichtete, graubeige, splitterig brechende, feinkörnige Kalke mit grunitischer Struktur.
18. 1 m Geschichtete, schuppig brechende, bräunlichgrau anwitternde, feinkörnige, dolomitische Kalke. Sie haben im frischen Bruch zahllose braune Flecken, welche von stark limonitischen Bereichen mit sekundärem Dolomitspat herrühren.
19. 4,5 m Mit der charakteristischen unregelmässig-welligen Liegendgrenze setzen wieder grobkörnige Dolomite ein, die von denjenigen der Folge 16 nicht zu unterscheiden sind und z.T. ebenfalls die dort beschriebenen braunen Ringe enthalten.
20. 3,5 m Geschichtete, graue, muschelig brechende, feinkörnige Kalke mit wolzig-krümeliger Struktur, die schon im Anschliff sichtbar ist. Sie sind ziemlich intensiv von weissen Kalzitadern durchzogen.
21. 13 m Dünnebankige, dunkle, feinkörnige bis dichte Kalke (Mikrofaziestypus Gu 4, vgl. Photo 7). Die Grundmasse ist intraklastisch und enthält viele aufgearbeitete Schlammfetzchen, rundliche bis ovale, 0,5 bis 1 mm grosse, dunkle, dichte Intraklasten, die oft von klarem, spätigem Kalzit umgeben sind, und verschiedene biogene Trümmer. Die letzteren bestehen vor allem aus Crinoidenbruchstücken, Schalenresten und Calcisphären. Bei den Crinoidentrümmern lässt sich z.T. eine vom Zentrum ausgehende Verdrängung des Kalzitkristalles durch ein authigenes Quarzaggregat nachweisen.
22. 5 m Erwähnenswert sind auch noch einige Exemplare von Foraminiferen, die sich als Pilammina (Glomospira) sp. bestimmen liessen (vgl. Photo 8).
23. 6 m Kalke wie Folge 21.
24. Encrinitenbank.

Profil Wildbad (Mittagspitz-Geisspitz-Zone)

Es schliesst sich an das auf S.30 behandelte Profil der Punt la Drossa-Schichten an.

1. 10+x m Stark tektonisierte, gelbbraun anwitternde Kalke mit Tönhäuten auf den Schichtflächen. Zum Hangenden hin werden die durchwegs dünngeschichteten Kalke feinkörniger und dunkler. Die mit weissem Kalzit erfüllten Adern sind alle tektonischer Entstehung.
2. 8 - 10 m Lawinenzug mit Schutt.
3. ca. 30 m Mittelbankige, ebenflächige, im Bruch dunkelgraue, feinkörnige dolomitische Kalke mit dünnen Tonschlieren und weissen Kalzitadern. Sie enthalten einige Prozent detritischen Quarz. Authigener Quarz begleitet die Kalzitadern. Die sekundäre Dolomitisierung, die stellenweise den Kalk bis auf kleine Relikte verdrängt hat, scheint in ihrer Ausdehnung von zahlreichen, das Gestein durchziehenden Tönhäutchen behindert worden zu sein, da diese Tönhäutchen oft völlig dolomitisierte Areale von noch rein kalkigen scheiden. Diese Annahme würde die Existenz der Tönhäute vor dem Einsetzen der Dolomitisierung voraussetzen.
4. 6 m Stark tektonisierte, braunschwarze Partnach-Melgelschiefer mit sehr vielen weissen Kalzitadern. Die Grenze zwischen Folge 3 und 4 zeigt Spuren starker tektonischer Be-

- anspruchung.
5. 6-7 m Wieder mit tektonisierter Grenzfläche an die Folge 4 stossend folgen grobbankige, grau-beige anwitternde, im Bruch hellgraue, erheblich dolomitische Kalke. Die der Folge 3 eigenen Tonschlieren und die reiche Aederung fehlen.
Die sekundäre Dolomitisierung tritt in Form von einander nicht berührenden Dolomit-einzelspäten und als verzahnte Dolomitspataggregate auf, die die ursprüngliche, wolkige Kalkgrundmasse ganz verdrängen können. In dieser kalkigen Grundmasse sind häufig aufgearbeitete Kalkschlammkügelchen (Kotpillen?) und Kalkschlammfetzchen zu beobachten.
 6. 1 m Tektonisch zerrüttete, dunkelbraune, reichgeäderte, ziemlich harte Partnach-Schiefer.
 7. 7-8 m Mittelbankige, blaugrau anwitternde, muschelrig brechende, feinkörnige Kalke, die beim Anschlagen klingen. Sie sind intensiv geklüftet und zerfallen längs Kluft- und Schichtflächen zu scharfen parallelepipedischen Brocken.
Im Dünnschliff ist eine gradierte Schichtung und eine feine Kreuzschichtung trotz teilweise beträchtlicher Dolomitisierung noch erkennbar. Die gradierten Schichtchen sind z.T. in Linsen und Flasern aufgelöst, was schon durch frühdiagenetische Aufarbeitung vor der Konsolidierung geschehen sein dürfte, da nur plastische Verformungen bemerkt werden. Eine tektonische Deutung ist aber auch nicht auszuschliessen.
 8. Partnach-Schiefer der Partnach-Formation.

GLIEDERUNG

Zur vertikalen Gliederung der Gutensteiner Schichten muss der Rätikon in verschiedene Bereiche aufgeteilt werden, in denen jeweils ein annähernd einheitliches Gliederungsprinzip vorherrscht, und die sich teilweise mit den verschiedenen Faziesbereichen decken (vgl. S. 44). Eine auf unser ganzes Untersuchungsgebiet allgemein zutreffende vertikale Gliederung der Gutensteiner Schichten ist nicht durchführbar.

Westlicher und zentraler Rätikon

In diesem Bereich sind die Gutensteiner Schichten weitaus am besten gliederbar. Die Dolomitspatbänke und Flammendolomite halten gegenüber dem Bezugshorizont der Encrinitenbank ein ziemlich konstantes Niveau ein und sind im ganzen Gliederungsbereich ausgebildet. Es werden meistens drei Dolomitspatbankfolgen festgestellt, von denen vor allem die unterste als Flammendolomite vorliegt. Die einzelnen Dolomitspatfolgen haben Mächtigkeiten von 0,5 m (Profil Sarojasattel) bis zu einigen Metern. Die tiefste Bankfolge kann bei allgemein grosser Mächtigkeit der Gutensteiner Schichten, wie z.B. am Schneiderstein, bis 50 m im Liegenden der Encrinitenbank auftreten; doch sind die Werte normalerweise bedeutend geringer.

Eine viel geringere flächenmässige Konsistenz als die Dolomitspatfolgen haben die Algen-"Niveaux". Der noch am besten von Profil zu Profil durchverfolgbare Algenhorizont befindet sich 0-10 m im Liegenden der Encrinitenbank. Aus diesem Horizont stammen alle auf S.45/46 beschriebenen Algen. Einzig am Nossnitz wurde ein Vorkommen bestimmbarer Algen schon 20 m unter der tiefsten Dolomitspatfolge festgestellt (Koord. 763 920 / 217 800). Etwa in derselben Position in bezug auf die Dolomitspatfolgen sind die mutmasslichen limonitischen und dolomitisierten Algenreste vom Sarojasattel (Folge 10, S. 34) und von der Basis des Profils Vorder Valorsch (vgl. S. 35). Das in einem isolierten Aufschluss am Fahrweg Masescha - Vorderprofatscheng (Koord. 759 450 / 222 650) anstehende Algenvorkommen (vgl. S. 45) konnte ebenfalls unter das markante Algenniveau im Liegenden der Encrinitenbank eingestuft werden. Ein mit ihm vergesellschafteter Oolithhorizont (vgl. Photo 9) liess sich mit einem Oolith am Hubel korrelieren, der daselbst nur wenige Meter unter der Encrinitenbank ansteht.

Die tieferen Algenvorkommen am Sarojasattel befinden sich in einem zur Hauptsache aus Crinoidentrümmern bestehenden Biokalkarenit. Biokalkarenite stellen sich schon in den untersten Folgen der Gutensteiner Schichten ein. Die mehrheitlich aus biogenem Detritus bestehenden Lagen, die in dünngeschichteten Kalken mit welligen, von Tonhäuten überzogenen Schichtflächen vorkommen, sind immer nur wenige Zentimeter mächtig. Sie stehen aber in vielfacher Wechsellagerung mit den nur vereinzelt Crinoidentrümmer führenden Kalken. Solch zyklische, z.T. mehrere Meter mächtige Biokalkarenitfolgen treten in zwei- bis dreimaliger Repetition auf, getrennt durch bis über 10 m mächtige, sterile Kalke. Mehrheitlich werden sie unter den Dolomitspatbänken festgestellt, können aber auch, wie am Amatschonjoch (Folge 9, S. 37), noch in höheren Lagen bis direkt ins Liegende der Encrinitenbank auftreten.

Im unteren Teil der Gutensteiner Schichten des westlichen und zentralen Rätikon sind schliesslich noch feingeschichtete, teilweise gradierte und kreuzgeschichtete Kalkarenite nicht selten; bloss ist ihre charakteristische Struktur im Felde nur bei günstiger Anwitterung zu erkennen.

Rellstal und südöstliche Davennagruppe

Einen Uebergang von den gut gliederbaren Gutensteiner Schichten des westlichen und zentralen Rätikon zu denjenigen im Rellstal und der südöstlichen Davennagruppe vermitteln die Profile: Böden - St. Anton (anschliessend an das Profil der Punt la Drossa-Schichten bei der Haltestelle Vandans), Relles (in der Fortsetzung des Profils der Punt la Drossa-Schichten an der Strasse nach Relles) und die Gutensteiner Schichten, die in einem aufgelassenen Steinbruch am Eingang ins Mustrigiltobel (Koord. 782 200 / 218 800) anstehen. Die Gutensteiner Schichten der genannten drei Lokalitäten sind bereits mehrheitlich dolomitisiert, doch sind dadurch die ursprünglichen lithologischen Gliederungskriterien noch nicht in dem Masse verwischt worden, wie es im Rellstal der Fall ist, wo die Gutensteiner Schichten nur aus einer einförmigen Abfolge von dünngeschichteten, körnigen Dolomiten mit welligen Schichtflächen und Tonbestegen sowie dünnbankigen, vereinzelt stärker kalkigen Dolomiten mit planen Schichtflächen bestehen.

Im Profil oberhalb der Ruggeller Voralpe sind die Gutensteiner Schichten durch eine Verschuppung, die wieder ockergelbe Rauhwacken der Punt la Drossa-Schichten über Gutensteiner Dolomite bringt, nahezu verdoppelt. Ohne das Auftreten der Rauhwacken und einer diese begleitenden tektonischen Brekzie wäre die Verschuppung jedoch wegen der lithologischen Einförmigkeit der Gutensteiner Schichten nicht wahrnehmbar; sie ist auf der geologischen Karte des Rätikon nicht eingetragen.

Gut vergleichbar mit den Befunden im Rellstal ist das Profil von Ganzaleita (westlich des Kristberg-sattels). Die Gutensteiner Schichten sind hier mit ca. 40 m sehr geringmächtig; doch konnte keine tektonische Reduktion nachgewiesen werden.

Frescalotkette, Schuppen der Salonienalp und westlichste Mittagspitz-Geisspitz-Zone

Einen verhältnismässig guten Ueberblick über die Gutensteiner Schichten in der Frescalot-Kette vermittelt ein Profil von P. 2356 in NNW Richtung zum Rossberggrat. Es ist in Fig. 5 schematisch wiedergegeben.

Ueber wenig Schutt folgen dünngeschichtete, grau anwitternde, feinkörnige Biokalkarenite mit welligen, von Tonhäuten überzogenen Schichtflächen. Neben Crinoidentrümmern enthalten sie zahlreiche dünnwandige Schälchen (Ostracoden). Ueber dieser z. T. als Wurstlkalke ausgebildeten Folge kommen Flammendolomite, die mit der typischen unregelmässig verlaufenden Untergrenze einsetzen. Dann folgen wieder dünngeschichtete Wurstlkalke mit vereinzelt Crinoidentrümmern. In den z. T. einige Millimeter breiten limonitischen Tonschlieren wird eine Anreicherung von detritischem Quarz festgestellt. Nach etwa 15 m kommt die zweite Dolomitspatfolge, die ihrerseits abgelöst wird von feinbankigen, sterilen Kalken, auf die wiederum ein Biokalkarenit mit zahlreichen Crinoidentrümmern, Schalenbruchstücken von Muscheln, kleinen Gastropoden und Ostracoden, Filamenten und unbestimmbaren Algenknollen (Cyanophyceen) folgt. Diese letzte Folge steht direkt unter der Aufschiebung einer kleinen Klippe aus unteren Gutensteiner Schichten und etwas Punt la Drossa-Rauhwacken an der Basis (vgl. Fig. 5) an. Durch diese Klippe ist der Uebergang von den Gutensteiner Schichten zu den Reiflinger Schichten verdeckt.

Aus der obigen Profilskizzierung geht klar hervor, dass sich die Gutensteiner Schichten der Frescalot-Kette deutlich von den uniformen Dolomiten des Rellstales unterscheiden. Mit den ausgeprägten

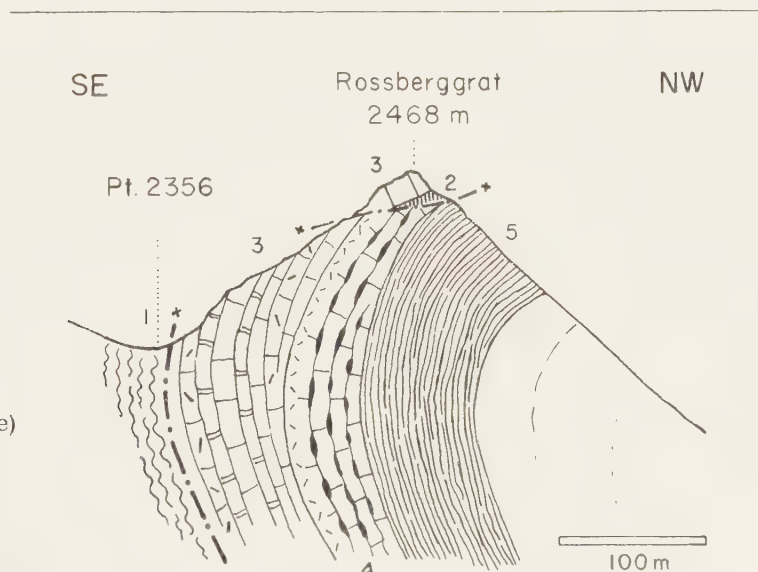


Fig. 5

- 1 Quetschzone (Aroser Zone)
- 2 Punt la Drossa-Schichten
- 3 Gutensteiner Schichten
- 4 Reiflinger Schichten
- 5 Partnach-Formation

Biokalkarenitfolgen stehen sie dafür in enger Beziehung zur Gliederung im westlichen und zentralen Rätikon, insbesondere zum Profil am Amatschonjoch, bei dem, wie erwähnt, ebenfalls Biokalkarenitbänke zwischen den Dolomitspatfolgen vorkommen.

Kristakopf

In einem Profil, das von Koord. 786 000 / 217 000) zum Rücken des Kristakopfes ansteigt und den Fussweg querend bis zu Koord. 785 800 / 217 150 reicht, folgen über der Basis des Anstehenden, die nirgends bis zur Liegendgrenze der Gutensteiner Schichten hinabgreift, ca. 40 m mächtige, nicht gliederbare, graue, bankige Kalke mit der auch für die Gutensteiner Schichten in den Mulden der Phyllitgneiszone und an der Tschaggunser Mittagspitze bezeichnenden komplexen partiellen Sekundärdolomitisierung (vgl. unten). Ueber diesen Kalkbankfolgen setzen körnige Dolomite ein, die viel grobkörnigen, authigenen Quarz und kleine, dunkle, dichte Kalkschlammresedimente enthalten. Xenotope, grosse Dolomiteinzelspäte und Dolomitspataggregate könnten Pseudomorphosen nach Echinodermentrümmern darstellen. Ueber den Dolomiten folgen feinkbankige Kalke mit welligen Schichtflächen, die viele kleine limonitische Dolomitspataggregate enthalten und auch einzelne, noch kalzitische Echinodermentrümmern führen. Sie werden überlagert von einer 15 m mächtigen (tieferer Dolomitfolge 12 m), spätigen Dolomitbankfolge mit horizontweiser Anreicherung von dolomitisierten Echinodermentrümmern. Abgelöst werden die Dolomitbänke von 10 m mittelbankigen, gelegentlich auch dünngeschichteten Kalken mit vereinzelt Crinoidentrümmern, und schliesslich beendigen dunkle Knollenkalke der Reiflinger Schichten das Profil. Eine Encrinitenbank ist am Kristakopf nicht entwickelt; dies im Gegensatz zur Frescalot-Kette.

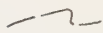
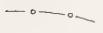
Phyllitgneiszone und östliche Mittagspitz-Geisspitz-Zone

In den Mulden der Phyllitgneiszone stehen die Gutensteiner Schichten meist in schlecht aufgeschlossenem Wald- und Wiesengelände an, so dass die Aufnahme eines durchgehenden Profils unmöglich ist. In der unteren Ganeu-Mulde wird entlang dem neuen Strässchen eine bescheidene Wechselfolge von Kalken und körnigen Dolomiten beobachtet. Schon in der oberen Ganeu-Mulde, die ebenfalls von dem besagten Strässchen angeschnitten wird, fehlen dann aber eigentliche Dolomitbänke. Es wird vielmehr eine komplexe partielle Sekundärdolomitisierung festgestellt, wie sie auch an der Tschaggunser Mittagspitze (Profil Wildbad, S. 39/40) auftritt.

MÄCHTIGKEITEN

Die Mächtigkeiten der Gutensteiner Schichten betragen: 100 - 120 m in der Drei Schwestern-Kette, ca. 100 m bei Vorder Valorsch, 80 - 100 m am Nossnitz und 70 - 80 m am Hubel, etwa 100 m in der Gornvion-Schuppe, ungefähr 120 m am Amatschonjoch, 140 m am Nordrand der Fundelkopf-Alpila-Schuppe, noch

Fig. 6: Fazieskarte des unteren und mittleren Anisian, Gutensteiner Schichten, palinspastische Kartengrundlage

-  subeuxinische Unterfazies von Bürs
-  gut gliederbare Kalkfazies
-  Dolomitfazies
-  schlecht gliederbare, kalkige Fazies
-  reichliche Algenvorkommen
-  approximative Süd- und Ostgrenze der Algenvorkommen
-  Ostgrenze des Gebietes mit Seichtwasserbildungen des Gezeitenbereiches ("Shrinkage Pores" etc.)
-  tektonische Einheiten, vgl. die tektonische Karte
-  Bezugslinie der Abwicklung, vgl. S. 24
-  Trennungslinien zwischen den tektonischen Einheiten.

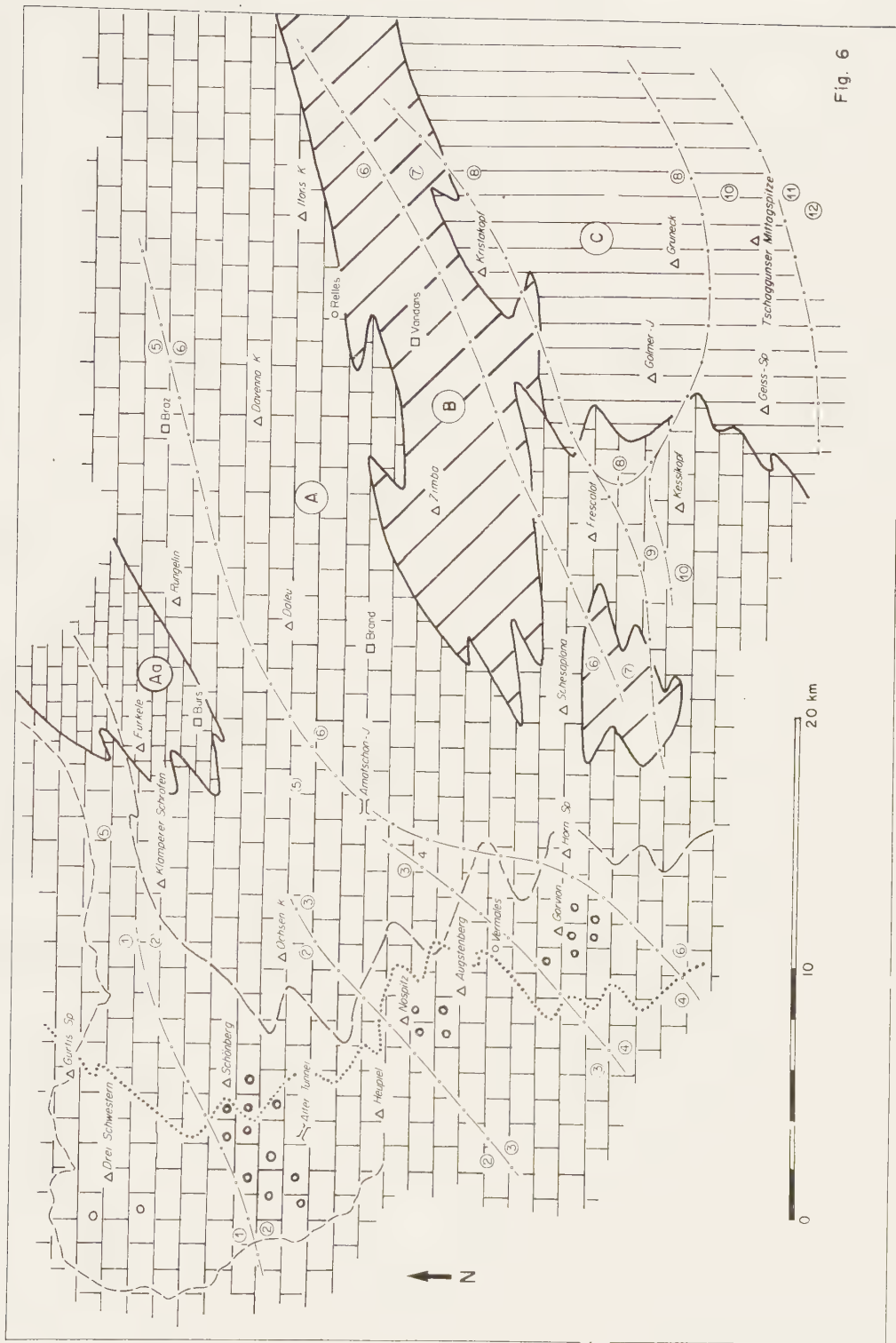


Fig. 6

80–100 m im Profil Böden–St. Anton (Davennagruppe), nur noch 40 m hingegen in der Davennagruppe bei Ganzaleita. Im Rellstal wurden durchschnittliche Mächtigkeiten von 100 m gemessen, was auch auf die Frescalot-Kette zutrifft. Ebenfalls etwa 100 m erhalten wir am Kristakopf, und in den Mulden der Phylitgneiszone sowie an der Tschaggunsner Mittagsspitze dürften die Gutensteiner Schichten schliesslich etwa 60–80 m mächtig sein, soweit man dies bei der starken Tektonisierung der Mitteltrias in diesen Gebieten feststellen kann.

FAZIES UND SEDIMENTATIONSBEDINGUNGEN

Die Gutensteiner Schichten unseres Untersuchungsgebietes werden in drei verschiedene Faziesbereiche eingeteilt. Es sind dies:

1. Die Kalkfazies, von der das Gebiet von Bürs wegen seiner etwas abweichenden Fazies der feinkbankigen, schwärzlichen Kalke auf Fig. 6 mit einer eigenen Signatur abgetrennt worden ist. Die subeuxinische Unterfazies von Bürs soll jedoch zusammen mit dem Bereich der Kalkfazies behandelt werden.
2. Die Dolomitfazies. Die Gutensteiner Schichten des Profils Böden–St. Anton und diejenigen am Eingang ins Mustringitobel (vgl. S. 41) kennzeichnen den Uebergang von der Kalkfazies in die Dolomitfazies.
3. Die kalkige Fazies mit seitlicher Vertretung der Reiflinger Schichten.

Die Ausdehnung der drei Faziesbereiche und des Gebietes der Unterfazies von Bürs ist aus Fig. 6 ersichtlich.

Kalkfazies

Den Hauptanteil an der Kalkfazies haben die fein- bis mittelbankigen, polygrumitischen Kalke der Mikrofazies Gu 4 (Photo 5 und Photo 7). Sie haben meist wellige Schichtflächen mit Tonbestegen und sind schichtintern von vielen Stylolithen durchzogen.

Die polygrumitischen Kalke weisen immer einen gewissen Prozentsatz an nicht karbonatischen Verunreinigungen auf, die einerseits in der wolkig-fleckigen Verteilung von tonigen Beimengungen und Pigment in der Grundmasse zum Ausdruck kommen und andererseits die Bildung von Stylolithen und Tonbestegen begünstigen. Die oft beträchtliche Höhe der Zapfen von Stylolithen spricht ausserdem für eine stark inhomogene Verteilung der Verunreinigungen. Diese ungleichmässige Verteilung dürfte hauptsächlich durch die überall in den Gutensteiner Schichten unseres Gebietes zu beobachtende Aufarbeitung zustande gekommen sein, die nicht selten auch zur Bildung von tonigen Kalkschlammkugeln und -fetzen ("Schlickgerölle" nach E. FLÜGEL und M. KIRCHMAYER, 1963) als Resedimente in einer späteren Grundmasse führte. Die inhomogene Verteilung von Verunreinigungen und Schlickgeröllen wurde von der Rekristallisation, die sich in einer allgemeinen Kornvergrösserung äusserte, nicht verwischt sondern noch hervorgehoben, indem die stark verunreinigten Kalkbereiche weniger stark rekristallisiert wurden als die reineren Partien.

Aus der Mikrofazies Gu 4 stammen die meisten, der in den Gutensteiner Schichten beobachteten Foraminiferen. Die beiden bestimmbar Exemplare: *Glomospirella* sp. und *Pilamina* (*Glomospira*) sp. sind in Photo 5 und 8 wiedergegeben.*

Die Kalke des Mikrofaziestypus Gu 2, die sog. Wurstlkalke (vgl. Photo 6), sind hauptsächlich den Kalken Gu 4 in variabler Mächtigkeit und Zahl der Abfolgen zwischengelagert.

Die als "Wurstln" bezeichneten Gebilde sind bis zu 10 cm lange und bis über 1 cm breite, wurmförmliche Wülste, die immer von stark mergeligen Zonen umgeben und voneinander getrennt werden. Zufolge dieser Einbettung in mergelige Schlieren sind die Querschnitte der Wurstln auch in Anschnitten senkrecht zur Schichtung immer deutlich erkennbar (vgl. Photo 6), was bei den wurmartigen Bodenspuren in den Kalken der Arlberg-Formation (vgl. S. 92) nicht der Fall ist. Im Unterschied zu diesen letzteren wurstlähnlichen Gebilden (vgl. Photo 42) konnten bei den Wurstlkalken der Gutensteiner Schichten auch nie Kreuzungen von einzelnen Wurstln beobachtet werden.

Die Wurstlbildung in den Gutensteiner Schichten möchten wir vor allem wegen der Anreicherungs-zonen von pelitischem Material, das die Wurstln umgibt, eher der Subsolution zuschreiben als der Tätigkeit von Schlammwühlern. Anderer Auffassung ist H. MILLER (1962), dem sich auch M. SARNTHEIN (1965) mehr oder weniger anschliesst. MILLER sieht die Wurstln als Bildungen eines organischen Problematikum "Rhizokorallium sp." an. Von E. GENGE (1958, p. 169) werden die Wurstlkalke der Nördlichen Kalkalpen mit den "calcaires vermiculés" (gewürmelte Kalke) des Briançonnais der westlichen Schweizer Alpen verglichen. Die von GENGE (Tafel II/ Fig. 1 und 2) gegebenen Abbildungen seiner

* Für die Hilfe bei der Bestimmung aller in dieser Arbeit erwähnten Foraminiferen sind wir Frau Louise KÖHN-ZANINETTI, Genf, zu bestem Dank verpflichtet.

"gewürmelten Kalke" haben einige Ähnlichkeit mit unserer Photo 6. Eine genetische Deutung der Wurstln wird von GENGE nicht gegeben. F. ELLENBERGER (1958, p. 184) sieht in den "calcaires vermiculés" der Vanoise Schlamboudins, die allenfalls durch die Wühltätigkeit von Anneliden entstanden sein mögen.

Der Mikrofaziestypus Gu 5 ist ausser in der Encrinitenbank, die hier zu den Reiflinger Schichten gerechnet wird, in den Biokalkarenithorizonten der Gutensteiner Schichten vertreten (vgl. Profil Sarojasattel, S. 34, Folge 11 und Photo 3). Mit den zahlreichen zusammengeschwemmten Crinoidentrümmern und den Schalenbruchstücken von Mollusken sind die Biokalkarenitfolgen Zeugen eines energiereichen Milieus. Grössere zusammenhängende Stücke oder gar bloss umgestürzte Teile von Crinoidentieren, wie sie bei nur geringer Wasserbewegung zu erwarten wären, finden sich keine. Dass das Verbreitungsgebiet der Crinoidentrümmerhorizonte deshalb auch dem einstigen Lebensraum der Crinoiden entspricht, kann zwar angenommen, aber nicht bewiesen werden, da zu berücksichtigen ist, dass Crinoidentrümmer wegen der ihnen durch das Kanalsystem verliehenen geringen Dichte direkt nach dem Absterben leicht verfrachtet werden können (C.V. AGER, 1963, p. 132).

Die Mikrofazies Gu 4D findet ihre deutlichste Ausprägung im Algenhorizont im Liegenden der Encrinitenbank (vgl. S. 40). Die reichste Ausbeute an relativ gut erhaltenen Dasycladaceen lieferte dieser Algenhorizont in den Aufschlüssen von Masescha (Koord. 759 450 / 222 650), bei Vorder Valorsch (Koord. 762 650 / 222 500, vgl. Profil Vorder Valorsch, S. 35) und am Weg von der Pfälzer Hütte zum Nenzinger Himmel ca. bei Korrd. 766 100 / 216 100 in den Gutensteiner Schichten der Gorvion-Schuppe.

Im Aufschluss von Masescha konnten die folgenden Dasycladaceenspezies bestimmt werden: *

Genus Physoporella

Das Genus ist charakterisiert durch Poren, die sich gegen aussen verjüngen und die Skelettwand im Gegensatz zu den Poren des Genus Oligoporella nicht durchstossen.

- a) 1. Physoporella praealpina PIA (Photo 14). Schiefer Tangentialschnitt. Es sind deutlich die für die Spezies kennzeichnenden verzweigten Poren (Doppelwirtel) sichtbar.
2. Physoporella praealpina PIA (Photo 15). Längstangentialschnitt. Die alternierenden Doppelreihen der Poren sind klar erkennbar, ebenso die Fissuren (Einschnürungen), an denen es gerne zur Abtrennung von Einzelgliedern, bestehend aus einer einzigen Doppelwirtelreihe, kommt.
3. Physoporella praealpina PIA. Querschnitt. Die Doppelwirtel sind ziemlich weit auseinander stehend. Im Unterschied zu Physoporella pauciforata ist der bedeutend stärkere Bau des Skelettes zu beachten.
- b) Physoporella pauciforata (GÜMBEL) STEINMANN, bei PIA (1935) var. simplex (= var. pauciforata). Querschnitt mit sich gegen aussen verjüngenden und die Skelettwand nicht durchschlagenden Poren.

Alter: Für Physoporella pauciforata var. simplex gibt PIA in der "Uebersicht über die fossilen Kalkalgen", Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 33, 1940 (erschienen 1942), p. 11, ein oberanisches Alter an, während er für Physoporella praealpina auch schon ein Vorkommen im mittleren Anisian zulässt. F. ELLENBERGER (1958, p. 178 und 189 f.) gibt Physoporella praealpina aus einem Diploporen-niveau des mittleren "Virglorien" im Briançonnais der Vanoise an und vermerkt, dass die Spezies in dieser Region bis an die Hangendgrenze des "Virglorien" gefunden werde. G. BOTTERON (1961, p. 62 f.) erwähnt Physoporella praealpina aus einem Diploporenniveau des "Virglorien" im Briançonnais der westlichen Schweizer Alpen (Mont d'Or). Dieser Algenhorizont folgt am Mont d'Or ca. 50 m über einem unteren Diploporenhorizont, für den die von BOTTERON erstmals beschriebene, und an die Basis des mittleren "Virglorien" (Anisian) gestellte Anisoporella occidentalis charakteristisch ist.

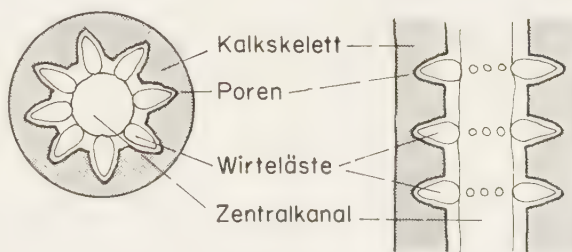


Fig. 7
Schematischer Quer- und Längsschnitt
des Genus Physoporella

* Für seine Bemühungen zur Bestimmung der Kalkalgen sei Herrn Dr. E. GASCHÉ, Basel, an dieser Stelle bestens gedankt.

Im Algenniveau bei Vorder Valorsch konnten bestimmt werden:

Genus Macroporella

Die Poren sind nicht in Wirtelstellung, durchstossen die Aussenwand des Skelettes und sind gegen aussen leicht trompetenförmig erweitert.

Macroporella alpina PIA (Photo 12).

Tangentialschnitt. Oben rechts sind die (schwarzen) sich gegen aussen erweiternden und die Skelett-wand durchschlagenden Poren gut sichtbar.

Genus Diplopore

Diplopore helvetica PIA (Photo 13).

Massgebend sind büschelförmige Wirtel, die in der Mitte durchgeschnürt sind und sich gegen aussen verbreitern. Sie durchstossen die Skelett wand. Auf Photo 13 sind die Einschnürungen der Poren besonders im rechten oberen Quadranten zu sehen.

Im Algenniveau der Gutensteiner Schichten der Gorvion-Schuppe sind die Fossilreste in einem z.T. feingeschichteten und gradierten Mikrit nur auf cm-grosse, gröber arenitische, in der Schichtungsebene eingeregelter Linsen verteilt, was auf eine starke selektive Zusammenschwemmung und Umlagerung hindeutet, so dass es nicht verwundert, dass die Algen immer nur als einzelne Stielglieder erhalten sind.

Die bestimmbareren Dasycladaceen sind alle der Spezies Diplopore annulatissima PIA zuzuordnen. Das Vorkommen von Diplopore annulatissima im Liegenden der Encrinitenbank lässt für den Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen ein erstes Auftreten besagter Spezies schon in höheren Teilen des mittleren Anisian (oberes Pelson) annehmen. Dies steht einerseits in Widerspruch mit den Ansichten von J. von PIA und M. HERAK (1957), welche der Diplopore annulatissima nur ein oberstanisches Auftreten zuweisen, deckt sich aber andererseits mit den Feststellungen von F. ELLENBERGER (1958, p.178) und G. BOTTERON (1961, p.64), die im Briançonnais der westlichen Schweizer Alpen und der Vanoise ebenfalls ein Auftreten von Diplopore annulatissima in höheren Abschnitten des mittleren "Virglorien" (Anisian) vorfinden.

In dem auf S. 40 erwähnten tieferen Algenniveau vom Nosspeitz fanden sich Tangentialschnitte von Kalkalgen, die sich am ehesten mit Diplopore annulatissima vergleichen lassen. Ihre Bestimmung ist aber zu wenig gesichert, dass daraus eine noch tiefere, pelsonische Verbreitungsmöglichkeit von Diplopore annulatissima abgeleitet werden könnte als diejenige, die sich durch die Funde am Gorvion bestätigt hat.

Ausser den Dasycladaceen kommen am Nosspeitz im vorliegenden Fossilhorizont noch Cyanophyceen-Knollen, Ostracodenschälchen und Foraminiferen, die sich mit Glomospira sp. vergleichen lassen, vor.

Bei einem Vergleich unserer Dasycladaceen-Vergesellschaftung mit derjenigen des "Virglorien" aus dem Briançonnais der Vanoise und der westlichen Schweizer Alpen ist die weitgehende Uebereinstimmung der Spezies bemerkenswert. Vor allem ist zu betonen, dass durch F. HIRSCH (1966) und unsere Funde im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen das Vorhandensein von Physoporella praealpina nachgewiesen werden konnte, einer Spezies, die bisher nur aus den Westalpen, vorwiegend aus dem Briançonnais der Klippen der zentralen und westlichen Schweizer Alpen, bekannt war. Dass Physoporella praealpina sowohl in den Nördlichen Kalkalpen wie auch im Briançonnais nahe der sog. "West-Ostalpen-Grenze" auftritt, mag paläogeographisch nicht belanglos sein, da dadurch in diesem Bereich eine gewisse Nachbarschaft des Briançonnais-Raumes zum ostalpinen Sedimentationsraum impliziert werden dürfte.

Den Mirkofaziestypen Gu4D und Gu 4 nahestehend sind die Oolithen und Onkolithe. Ausser den typischen Oolithen von Masescha (Photo 9) und vom Hubel, die beide mit dem Algenniveau unter der Encrinitenbank vergesellschaftet sind, und die einen gebietsmässig beschränkten Leithorizont darstellen, sind weniger ausgeprägte onkolithische Bildungen in verschiedenen Niveaux der Gutensteiner Schichten festzustellen (vgl. Profil Amatschonjoch, S.36, Folge 6), ohne dass diese irgendwelche Korrelierungsmöglichkeiten erkennen liessen.

Stromatolithische, z.T. thixotrop zerbrochene Kalke der Gutensteiner Schichten, die von F. HIRSCH (1966) unter seinen Mikrofaziestypen nicht erwähnt werden, sind ähnlich den von A.G. FISCHER (1964, p.107 ff.) teilweise als "Algal Mats" beschriebenen Bildungen aus den Lofer-Zyklothem des Dachstein-

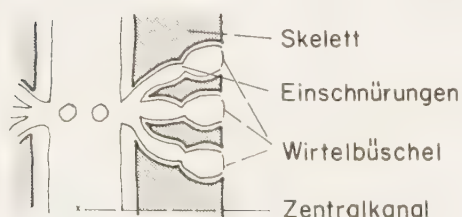


Fig. 8
Schematischer Längsschnitt durch
Diplopore helvetica

kalkes (vgl. Photo 11). Diese fazielle Vergleichsmöglichkeit legt auch für die Gutensteiner Schichten unseres Gebietes zeitweise seichteste Sedimentationsverhältnisse im Gezeitenbereich nahe (vgl. Fig. 6). Für periodische, kurzfristige Austrocknung mögen ebenfalls die häufig zu beobachtenden lappigen und mit klarem Kalzit erfüllten Hohlräume in den Kalken des Typus Gu 4 (z. B. Profil Sarojasattel, S. 34, Folge 15) sprechen. Sie sind mit den von FISCHER beschriebenen "Shrinkage Pores" vergleichbar, für welche im Gegensatz zu Wohn- oder Frassbauten unregelmässige Umrisse charakteristisch sind. Da die Schrumpfporen, wie in unserem Falle, meist von klarem Kalzit erfüllt sind, der sich auf der Anwitterungs- und Bruchfläche von der Grundmasse hell abhebt, werden sie in der amerikanischen Literatur oft als "Birdseyes" und das sie enthaltende Gestein als "Birdseye Limestone" bezeichnet.

Feingeschichtete, teilweise gradierte und kreuzgeschichtete Kalkarenite sind ein allgemeines Faziesmerkmal der unteren Gutensteiner Schichten. Sie deuten auf eine in periodischen Abständen jeweils stärkere Beteiligung von lokalen Strömungen an der Sedimentbildung hin. Gradierte Zyklen können von unregelmässig welligen Flächen gekappt sein, über die sich eine neue, vollständige oder ebenfalls wieder gekappte gradierte Lage ausbreitet. Da HIRSCH diesen Gesteinstypus nicht erwähnt, sich aber umgekehrt in unserem Gebiet die von HIRSCH beschriebenen rhythmischen, feinkörnigen Dolomite der Mikrofazies Gu 3 nicht vorfinden, vermuten wir, dass der Typus Gu 3 zwar kein Primärdolomit, wohl aber ein relativ frühdiagenetischer Dolomit ist, der durch die Dolomitisierung der feingeschichteten Kalkarenite des Rätikon entstand.

Die Gutensteiner Dolomite (Gu 1) des Kalkfaziesbereiches sind alle sekundärer Entstehung. Primäre Kalkrelikte, die bis zu 50 % der Dünnschlifffläche einnehmen, sind vielfach die Regel. Die sekundäre Dolomitisierung äussert sich je nach ihrem Grade in Form von zusammenhängenden, grösseren, körnigen Dolomitaggregaten oder in Form von einander nicht berührenden, meist xenotopen Einzelspäten (vgl. die Profilbeschreibungen S. 33 bis S. 40). Der letztere Typus wird besonders in den gröber arenitischen Lagen gradierter Kalke beobachtet (z. B. Profil Vorder Valorsch, S. 35/36).

Die Biokalkarenitfolgen können bis auf die Crinoidentrümmer dolomitisiert sein, und im Profil Amatschonjoch greift die Dolomitisierung sogar auf die Echinodermentrümmer über, so dass diese ganz oder teilweise von einem nach ihnen pseudomorphen Dolomiteinzelspat oder Dolomitspataggregat ersetzt sind.

Die Flammendolomite der Mikrofazies Gu 1 lassen sich mit den von K. KARAGOUNIS (1962) als "Spargenit" bezeichneten Dolomiten vergleichen (HIRSCH, 1966, p. 12). Sie haben aber auch nicht zu verkennende Gemeinsamkeiten mit den stromatitischen Weissspatbildungen im Hauptdolomit der Unterengadiner Dolomiten (A. SOMM, 1965, p. 82 f.).

Die Kalkfazies des westlicheren Rätikon kann als Ablagerung eines flachen, teilweise sogar im Gezeitenbereich liegenden Meeres bezeichnet werden, das sich in ständiger Subsidenz befand, mit welcher die Sedimentation jedoch Schritt zu halten vermochte. Das Bodenrelief mag gering gewesen sein; doch müssen wir ihm in Verbindung mit räumlich begrenzt wirksamen Strömungen immerhin den lokalen Charakter vieler Ausbildungen zuschreiben.

Weniger seicht waren die Ablagerungsbedingungen der Gutensteiner Schichten im zentralen und östlicheren Rätikon, was durch das aus Fig. 6 hervorgehende Aussetzen von Seichtwasserbildungen des Gezeitenbereiches und das Fehlen von assimilierenden Kalkalgen angedeutet sein dürfte.

Die Aufarbeitung des unkonsolidierten Sedimentes (Schlickgerölle) sowie die Verschwemmung und Zertrümmerung der Fossilien zeugen für eine ständig wirksame und oft beträchtliche Wasserbewegung. Diese ermöglichte eine ausreichende Durchlüftung des Bodenwassers und des Porenwassers im frischen Sediment und damit die oft reiche Entfaltung von Benthos.

Negative Eh-Bedingungen sind nur für die dunkeln Kalke der subeuxinischen Unterfazies von Bürs anzunehmen, die sich mit der schlecht durchlüfteten "zone septentrionale" von HIRSCH vergleichen lässt.

Anzeichen für eine anomale Salinität (Uebersalzung) sind mit der einzigen eventuellen Ausnahme der Netzrauhwacken vom Profil Amatschonjoch (S. 37, Folge 12) in der Kalkfazies der Gutensteiner Schichten - wie auch in den andern Faziesbereichen - keine mehr gegeben.

Dolomitfazies

Im Bereich der Dolomitfazies sind die gesamten Gutensteiner Schichten überwiegend bis gänzlich dolomitisiert. Die sekundäre Dolomitisierung hat die meisten ehemaligen Sedimentstrukturen verwischt und insbesondere den Fossilinhalt grösstenteils obliteriert. Nur selten sind noch kleine feinkörnige Kalkrelikte erhalten. Hingegen ist bei stark inhomogen verunreinigten ursprünglichen Kalken auch im Sekundärdolomit die nicht karbonatische, pelitische Substanz noch schlierig, krümelig verteilt.

Von der Dolomitisierung nicht zerstört wurde die Schichtung. Auch völlig dolomitisierte Schichtfolgen sind oft feinkörnig und haben wellige, von Tonhäuten überzogene Schichtflächen. Besonders schichtinterne Tonhäute dürften sich teilweise auch als Barrieren gegen die Dolomitisierungsfront aus-

gewirkt haben, da kalkige Relikte vielfach ringsum von Tönhäuten abgeschirmt sind.

Das Vorkommen von gut ausgebildeten Stylolithen deutet unserer Ansicht nach auf eine Dolomitisierung nach der Entstehung der Stylolithen hin. Bei einer verhältnismässig frühdiagenetischen Ausbildung der Stylolithen kann die von PETTIJOHN (1957, p. 421 - 425) aufgestellte Regel, dass eine umfassende sekundäre Dolomitisierung (S-Dolomite) auf die Zeitspanne der Diagenese beschränkt sei, aber auch für unsere Verhältnisse angenommen werden. Anzeichen für eine T-Dolomitisierung in Form einer metasomatischen Durchdringung des gesamten Gesteins, wie sie für den Alpen Muschelkalk des Krabachjochgebietes als wahrscheinlich anzunehmen ist, werden in der Dolomitfazies des Rätikon nicht festgestellt. Tektonische Vorgänge verursachten in der Dolomitfazies des Rätikon keine weitere Dolomitisierung, sondern im Gegenteil durch die Reaktivierung bereits dolomitisierter Adern und durch die damit möglich gewordene Zirkulation von Lösungen eine sekundäre Kalzitisierung. Diese ist zu erkennen an grobkörnigen, xenotopen Kalziten im zentralen Teil von körnigen, dolomitischen Adern.

Zwischen dem Rellstal und dem Gebiet um Ganzaleita in der südöstlichen Davennagruppe, westlich des Kristbergsattels, treten innerhalb der gleichen Fazies erhebliche Mächtigkeitsunterschiede auf. Die schwächere Schichtfolge von Ganzaleita möchten wir, da keine Anzeichen einer tektonischen Reduktion vorliegen, mit einer gegenüber dem Raum des Rellstales wesentlich geringeren Subsidenz erklären, die aus der engen Nachbarschaft des Gebietes am Kristbergsattel zum stabileren Schelfbereich der Phyllitgneiszone abgeleitet werden kann.

Kalkige Fazies der Phyllitgneiszone und der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone

Die kalkigen Ausbildungen dieses Bereiches sind wesentlich undifferenzierter als diejenigen des Bereiches der Kalkfazies des westlichen und zentralen Rätikon. Den im allgemeinen zwar noch feinkörnigen Kalken mit oft welligen Schichtflächen und Tonbestegen fehlen Einschaltungen von Wurstbänken und Biokalkarenitfolgen sowie die Fossilführung schlechthin. Dolomitbänke vom Mikrofaziestypus Gu 1 konnten nur noch in der unteren Ganeu-Mulde beobachtet werden. An der Tschaggunser Mittagspitze tritt lediglich partielle Dolomitisierung in Form von einander nicht berührenden Einzelspäten oder gelegentlich kleinen verzahnten Aggregaten auf.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Kalke aus den unteren Gutensteiner Schichten der Mulden der Phyllitgneiszone und der Tschaggunser Mittagspitze häufig als onkolithisch mit gleichmässig über die krümelig-wolkige Grundmasse verteilten, dunkeln, strukturlosen Onkoiden, die immer in der Schichtungsebene gelängt sind. Neben diesen Onkoiden wurden in einem Dünnschliff aus der unteren Ganeu-Mulde auch viele runde oder ovale, bis mm-grosse "Ghost Fossils" festgestellt. Sie bestehen aus einer hellen, körnigen Aussenzonen, die nach innen von einem dunkeln, dichten Pigmentring gefolgt wird, welcher seinerseits ein Lumen aus klarem Kalzit umgibt.

Quarzgehalte bis 10%, von denen der Hauptteil auf authigenen Quarz entfällt, sind besonders im Profil Wildbad an der Tschaggunser Mittagspitze keine Seltenheit. Schlierige Bereiche mit stark tonigen Beimengungen sowie Kalkschlammresedimente setzen ein bewegtes Bodenwasser voraus.

Der gesamte Gutensteiner Faziesbereich der Phyllitgneiszone und der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone gehört einem relativ stabilen Schelfbereich mit bedeutend geringerer Subsidenz als derjenigen in den Schuppen 1 - 7 (mit Ausnahme des Gebietes um Ganzaleita und anfänglich des Kristakopfes) an. Dies ergibt sich vor allem aus der geringen Mächtigkeit, die einschliesslich der seitlichen Vertretung der Reiflinger Schichten maximal 80 m beträgt.

Eng an die Fazies der Mulden der Phyllitgneiszone schliesst sich in den unteren Gutensteiner Schichten das Gebiet des Kristakopfes an. Ein grosser Teil der makroskopisch undifferenzierten Kalke der Gutensteiner Schichten des Kristakopfes (vgl. S. 42) besteht aus Kalkareniten, die hie und da stärker dolomitisiert sind und vielfach bis 10% authigenen Quarz enthalten. Im Dünnschliff ergeben sie eine ähnliche Struktur wie die oben skizzierten Kalke aus den Mulden der Phyllitgneiszone. Die authigenen Quarze mit z. T. annähernd idiotopen Begrenzungen sind meistens, wie wir es auch in Schliffen aus den Ganeu-Mulden konstatieren konnten, entlang den Grenzen verschieden körniger, schlieriger Areale oder kreisförmig angeordnet (vgl. Photo 10).

Mit dem Einsetzen der ersten späten Dolomitbänke (vgl. S. 42) macht sich am Kristakopf ein entscheidender Fazieswechsel bemerkbar, der das Gebiet aus der engen faziellen Verknüpfung mit den Mulden der Phyllitgneiszone löst und es in nähere Beziehung zur Frescalot-Kette bringt. Zugleich gerät der Sedimentationsraum des Kristakopfes auch aus dem Bereich des relativ stabilen Schelfs in den durch stärkere Subsidenz gekennzeichneten, instabilen Schelfbereich des nachmaligen Verbreitungsgebietes der Reiflinger Knollenkalkfazies.

Bemerkungen zur Schichtung

Ein auffallendes Merkmal des grössten Teiles der Gutensteiner Schichten ist die regelmässige Schichtung im Bereich von 1 cm bis zu 1 m. Auf den Schichtfugen werden meist dünne Tönhäute festgestellt, die mit der vielfach welligen Oberfläche der liegenden Schicht fest verbunden sind. Aber auch schichtintern treten oft schlierige, bis mehrere Millimeter breite Tönhäute auf (Wurstlkalke).

Die Schichtung wurde von Arn. HEIM (1924, p. 17) eingeteilt in eine normale "pendelnde" Schichtung, wie sie etwa in den helvetischen Drusberg-Schichten verwirklicht wäre, und in eine Ablutions- oder Omissionsschichtung. Bei letzterer wechseln Zeitabschnitte der Kalkfällung, die in den Schichtstössen überliefert sind, mit Zeiten ohne Sedimentation (Omission), die durch die Schichtfugen belegt werden. W. VORTISCH (1930) hielt der Ansicht HEIMs entgegen, dass die Omissionsschichtung nur den Spezialfall der Wechsellagerungsschichtung darstelle. Nach VORTISCH wäre damit jede Schichtung eine Wechsellagerung von zwei Sedimenttypen: z. B. von Kalk in den Schichtstössen und tonigem Material in den Schichtfugen. Der Fall der Omissionsschichtung tritt dann auf, wenn die Tonsedimentation zwischen zwei Phasen der Kalkablagerung ausbleibt.

Bei den Gutensteiner Schichten stellen die Schichtfugen aber nicht nur eine Zeitspanne ohne Sedimentation, sondern auch eine Phase der subaquatischen Anlösung des frischen Sedimentes, der Subsolution, dar. Besonders die welligen, von Tönhäuten überzogenen Schichtflächen sind nach Arn. HEIM (1925) ein untrügliches Zeichen für submarine Denudation (= Subsolution) und gemäss den auf S. 44 gemachten Ausführungen möchten wir auch die Wurstlbildung vornehmlich als eine Folge von Subsolutionsvorgängen betrachten.

Die Ausbildung von Tönhäuten und schlieriger Anreicherungen pelitischen Materials sind bei Subsolutionsvorgängen um so mächtiger, je mehr Kalk gelöst wurde und je mehr nichtkarbonatische Verunreinigungen das Gestein enthält. Die Intensität der welligen Schichtflächen ist, ähnlich wie die Höhe der Zapfen bei Stylolithen, ein Mass für die Inhomogenität der Verteilung von Verunreinigungen.

Die schichtexternen Tönhäute, welche die Schichtflächen überziehen, sind als Lösungsrückstand synsedimentärer Anlösung des frischen Sedimentes in einer Zeit ohne Sedimentation entstanden. Die schichtinternen Tonschlieren dagegen, zu welchen wir auch die tonig-mergeligen Zonen um die Wurstln zählen möchten, können nach R. HOLLMANN (1964) während der ganzen Zeitspanne der Diagenese gebildet worden sein. Im allgemeinen dürften schlierige, schichtinterne Tönhäute eher frühdiaenetische Lösungsrückstände im noch wasserhaltigen Sediment darstellen, während stylolithische Tönhäute als eine spätere Bildung im sich bereits konsolidierenden Sediment zu betrachten wären.

Für das Verhältnis der zeitlichen Dauer von Subsolutions- und Omissionsphase zur Sedimentationsphase haben wir bei den Gutensteiner Schichten keine Anhaltspunkte. Es kann einzig gesagt werden, dass das Wiedereinsetzen der Sedimentation stets vor der Lithifizierung der vorhergehenden Sedimentations-schicht erfolgt sein muss, da nirgends Anzeichen von "Hardground"-Bildung festgestellt werden.

REIFLINGER SCHICHTEN

Geschichtlicher Abriss über die allgemeine Definition und den Anwendungsbereich

Während F. von HAUER zu seinem im Jahre 1853 ausgeschiedenen Gutensteiner Schichten auch Hornstein-Knollenkalk zählte (vgl. S. 32), schuf er im gleichen Jahre am Rahnbauerkogel bei Gross-Reifling den Terminus der "Reiflinger Schichten", worunter er feinbankige bis mittelbankige, knollige und vielfach Hornstein führende Kalke verstand. BITTNER (1894) bezeichnete die Reiflinger Kalke als eine die Gutensteiner Kalke seitlich vertretende Fazies, doch war man sich selbst im Typusprofil der Reiflinger Kalke nicht über deren Abgrenzung zu den Gutensteiner Kalken einig. Bei dieser Unklarheit über den Umfang der Reiflinger Schichten an der Typuslokalität ist es bis heute geblieben (G. ROSENBERG, 1953, p. 235 ff.). Ueber die obere Begrenzung der Reiflinger Schichten an der Typuslokalität gibt besonders die Beschreibung G. von ARTHABERS (1895) Aufschluss. Aus seinen Profilen ist deutlich die Wechsellagerung von Hornstein-Knollenkalken und Halobien (Daonellen) führenden Mergelbändern ersichtlich. Ueber dem höchsten Mergelband folgen feinbankige Kalke, die ebenfalls noch Daonellen enthalten und schliesslich von den "Aon"- und Reingrabener Schichten überlagert werden. Damit reicht die Fazies der Reiflinger Schichten an der Typuslokalität bis an die Untergrenze des Carnian, was auch auf den Tabellen von G. ROSENBERG (1959) zum Ausdruck kommt.

Wohl nicht zuletzt wegen der im Typusprofil nur unzureichend möglichen Begrenzung der Reiflinger Schichten im Liegenden haben viele Geologen wie u. a. E. SPENGLER (1931) auf eine Trennung derselben von den Gutensteiner Schichten verzichtet oder diese Trennung wie H. P. CORNELIUS (1951) als belanglos angesehen.

Eine gute, allgemeingültige Beschreibung der Reiflinger Schichten findet sich bei R. von KLEBELS-BERG (1935). Sie ist auch im "Lexique stratigraphique international, Fasc. 8, Autriche" (p.382) wiedergegeben.

Den von STUR (1865) eingeführten Begriff "Reiflinger Dolomit" verwandte ARTHABER auf die in den Reiflinger Schichten eingeschalteten Dolomithorizonte.

Schon 1865 hatte STUR die Reiflingerkalke der Steiermark mit Teilen des Virgloriakalkes verglichen, doch wurde dieser Hinweis erst von D. TRÜMPY (1916) verwertet, der beschreibt, dass die Reiflinger Kalke des Rätikon immer die obersten 20 bis 40 m des "Virglorien" einnehmen. J. VERDAM (1928) erwähnt drei Varietäten von Reiflinger Kalk, nämlich

1. den eigentlichen Reiflinger Kalk, ein splitteriger bis schwarzer Kalk mit schmutzig weisser bis brauner Anwitterungsfarbe, der dem Arlberg-Kalk sehr ähnlich sehe,
2. die Crinoidenbank, deren Grundmasse aus dem gleichen Material wie die eigentlichen Reiflinger Kalke bestehe, und
3. Hornsteinkalke, die hauptsächlich im obersten Teil des "Anisien" vorkommen.

Mit der Crinoidenbank meint VERDAM zweifellos die Encrinitenbank, während er unter seinem "eigentlichen Reiflinger Kalk" die direkt über der Encrinitenbank folgenden, oft noch wenig knolligen und keine Silexknauer führenden Kalke verstanden haben muss.

W. O. LEUTENEGGER (1928) zählt eigentümlicherweise gerade die hornsteinreichsten Kalke nicht zu den Reiflinger Kalken und beschreibt die Reiflinger Knollenkalken als "Wurstelkalk". R. BLASER (1952, p.167) machte den gegenteiligen Fehler, indem er wellige, z.T. mit Wurstln versehene Dolomite der Gutensteiner Schichten mit wulstig-knolligen Ausbildungen der Reiflinger Schichten verwechselte und für sekundär dolomitisierte Reiflinger Kalke hielt.

Definition und Begrenzung der Reiflinger Schichten im Rätikon

Die Reiflinger Schichten des Rätikon umfassen die Gesamtheit des in der Reiflinger Fazies ausgebildeten Anteils des Alpen Muschelkalkes. Sie sind eine lithostratigraphische Einheit vom Range eines Formationsgliedes (Member).

Die Untergrenze der Reiflinger Schichten wird an die Basis der mit den Knollenkalken faziell eng verbundenen Encrinitenbank gelegt. Die enge Beziehung der Encrinitenbank zur Reiflinger Fazies drückt sich im Rätikon aus durch das völlige Zusammengehen ihrer beiden Verbreitungsgebiete - mit der einzigen Ausnahme des Kristakopfes - und durch den meist allmählichen Uebergang der Encrinitenbank zum Hangenden, bzw. durch ihre relativ scharfe Grenze zu den unterlagernden Gutensteiner Schichten. Es sind dies die Gründe, die schon, wie oben erwähnt, VERDAM dazu veranlasst haben, die Encrinitenbank (Crinoidenbank) zu den Reiflinger Kalken zu zählen.

Die Hangendgrenze der Reiflinger Schichten fällt zusammen mit der Obergrenze des Alpen Muschelkalkes. Sie ist gekennzeichnet durch das Einsetzen des nicht mehr mit Reiflinger Karbonaten wechsellagernden Hauptkomplexes von Tonschiefern und Mergeln, die zur Partnach-Formation zusammengefasst werden. Die genaue Grenze zwischen den Reiflinger Schichten und der Partnach-Formation kann von Profil zu Profil stark verschieden sein, wie auf S.61 noch gezeigt werden wird. Gute Aufschlüsse der Grenzschichten sind im Rätikon leider nicht allzu häufig, weil der aus der orographisch meist über den Reiflinger Schichten anstehenden Partnach-Formation anfallende Schutt oft die ganzen oberen Reiflinger Schichten überdeckt.

Das Verhältnis der Daonellen-Schichten zu den Reiflinger Schichten

Die Bezeichnung "Daonellen-Schichten" wurde von D. TRÜMPY (1916, p.144 ff) eingeführt für die sich durch Einlagerungen grüner "Quarzite" und gleichfarbener "Tonschiefer" auszeichnenden "Grenzschichten zwischen dem Muschelkalk und den Partnach-Schiefern". Wegen des Fundes von Protrachyceras reitzi (BÖCKH.) MOJS. spec. im Typusprofil der Daonellen-Schichten, am Nossnitz, (vgl. S.61) stellte TRÜMPY die Daonellen-Schichten, für die er nun ein tiefladinisches Alter annehmen konnte, zusammen mit den Partnach-Schiefern und dem Arlberg-Kalk, den beiden höheren Unterabteilungen, ins Ladinien.

P. ARNI (1926, p.41) verwendet den Begriff "Daonellen-Schichten" für die Wechsellagerungen von Kalkbänken mit partnachähnlichen Schieferbändchen in den oberen Reiflinger Schichten. Ihm schliesst sich auch W. O. LEUTENEGGER (1928, p.27) an, welcher betont, dass sich die Daonellen-Schichten mangels Fossilfunden nicht biostratigraphisch festlegen liessen. J. VERDAM (1928, p.26) schlägt die erwähnten Wechsellagerungen grösstenteils zu den "Reiflinger Kalken", indem er keine Daonellen-Schichten ausscheidet und die grünen "Quarzite" als Grenze zwischen dem "Anisien" und dem "Ladinien" auffasst. H. SCHAETTI (1951, p.60) unterteilt die "Partnachschichten" in die "Daonellenschichten" und



"Partnachschiefer" und grenzt sie an der Basis der tiefsten Pietra Verde-Lage gegen den "Muschelkalk" ab.

Dass die Daonellen-Schichten immer eher zu den Partnach-Schiefern (-Schichten) als zum Alpenen Muschelkalk gezählt wurden, lässt sich allein mit ihrem tiefladinischen Alter (vgl. S. 70) und mit der bisher immer wieder gehandhabten ungerechtfertigten Verknüpfung von Gesteins-Einheiten und Zeit-Gesteins-Einheiten erklären. Lithologisch müssen die Daonellen-Schichten dagegen wegen der in ihnen noch vorherrschenden Knollenkalkfazies den Reiflinger Schichten zugerechnet werden und sind damit nicht als selbständiges Formationsglied, sondern als Teil der Reiflinger Schichten zu betrachten. Die Verwendung des Terminus "Daonellen-Schichten", den wir nicht grundsätzlich ablehnen, soll somit immer als Synonym für die oberen Reiflinger Schichten geschehen, die sich durch die Einlagerungen von Pietra Verde-Niveaux und durch die Wechsellagerung von Knollenkalcken und Schiefern des Partnach-Typus auszeichnen.

PROFILBESCHREIBUNGEN

Profil Kulm (Heupiel-Schuppe)

Das bestaufgeschlossene und am leichtesten zugängliche Profil durch die Reiflinger Schichten ist für den ganzen Rätikon dasjenige beim alten Strassentunnel von Triesenberg ins Saminatal. Der einzige Nachteil dieses Profils besteht darin, dass es nicht bis zur Encrinitenbank hinunterreicht, sondern schätzungsweise etwa 10 m über deren Obergrenze von einem Bruch abgeschnitten wird, an welchem obere Reiflinger Schichten gegen untere verstellt sind (Bruch b auf Fig. 9). Der ganze Grat des Triesener Kulm ist von solchen Verwerfungen, an denen jeweils der Südflügel gegenüber dem Nordflügel heruntersgesetzt ist, zerhackt.

Fig. 9 vermittelt einen Ueberblick über die tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse beim Westportal des alten Strassentunnels. Das im folgenden wiedergegebene Profil beginnt an der Verwerfung b und lässt sich ohne tektonische Komplikationen bis zur Grenze gegen die Partnach-Formation verfolgen. Markante Schichtglieder, wie die Pietra Verde-Horizonte, sind in Fig. 9 mit den Nummern der betreffenden Folgen im Profiltexst versehen.

1. 8 m Z.T. nur undeutlich geschichtete, hell anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke. Sie sind nur im oberen Teil der Folge knollig ausgebildet. Silex fehlen aber auch hier.
2. 0,05 m Pietra Verde-Lage. Sie beginnt mit einem 2-3 mm dicken Kristalltuff, der auf die stark höckerige und von dunkel fettglänzenden Tonhäuten überzogene oberste Bankfläche der Folge 1 "angepappt" ist, und geht dann über in grünliche Tuffitschieferchen.
3. ca. 1 m Mittelbankige bis grobbankige, ziemlich knollige Kalke mit schichtinternen Tonschlieren, aber noch ohne Silex.
4. 0,15 m Gradierte Pietra Verde-Tufflage mit einem ziemlich groben Kristalltuff (Biotite und Feldspäte bis zu 1 mm Grösse) im Liegenden.
5. 0,25 m Hell anwitterndes, im Bruch dunkelgraues, feinkörniges Kalkbänklein.
6. 0,05 m Feinblättrig zerfallende grünliche Pietra Verde-Tuffitschieferchen.
7. 6 m Undeutlich geschichtete, bläulichgrau anwitternde, im Bruch ziemlich dunkle, reichgeäderte Reiflinger Kalke. Sie haben gut ausgebildete Tonüberzüge auf den Schichtflächen, enthalten aber nur vereinzelt kleine Hornsteinknauer.
In den obersten zwei Metern sind die Kalkschichten von grünen pelitischen Schlieren durchzogen, und die Tonhäute auf den Schichtflächen werden ebenfalls grünlich.
8. 0,02 m Verquetschte, grünliche Pietra Verde-Tuffitschieferchen.
9. 0,45 m Knollenkalke mit sehr reicher Entwicklung von schichtinternen, grünen pelitischen Schlieren.
10. 0,02 m Wiederum verquetschter, grünlicher Tuffithorizont.
11. 0,4 m Knollige, feinkörnige bis dichte Kalke mit grünen Schlieren.
Die grünen Schlieren enthalten, wie sich im Dünnschliff zeigt, ausser mikritischem Kalk ein optisch nicht auflösbares, makroskopisch grünlich erscheinendes pelitisches Material, etliche Limontikörner, sowie vereinzelt authigene Quarzkörnchen und Serizitschüppchen.
12. 0,05-0,1 m Grüne, harte Schieferchen (Pietra Verde-Tuffit), die zu kleinen, scharfkantigen Blättchen zerbrechen. Sie haben einen Karbonatgehalt von nur 2,5%.
13. 10 m Mittelbankige, im Bruch graue bis dunkelgraue, dichte Kalke mit welligen Schichtflächen. Zwischen den einzelnen Schichtchen können dünnste Tonlagen eingeschaltet sein. Kleine Silex treten nur ganz sporadisch auf.
14. 0,6 m Feinbankige, im Bruch dunkelgraue, stark knollig-wulstige Kalke, die im Liegenden

und Hangenden von einem grünen Schieferhorizont begrenzt sind und zwei weitere solche Horizonte von 3 bis 5 cm Dicke eingeschaltet enthalten.

15. 0,15 m Knöllige, dunkelgrau anwitternde, im Bruch graue, feinkörnige Kalke mit vielen Stylo-
lithen. In den obersten 4 cm ist der Kalk zu knolligen Linsen aufgelöst, die in einer stark
silifizierten, pelitischen Grundmasse eingebettet sind (vgl. Photo 37).
Zahlreiche dünne, weisse Kalzitäderchen durchziehen Silex und Kalk und sind somit jünger
als die Silifizierung. Da sie dagegen an den eingangs erwähnten Styolithen versetzt sind,
ist die Ausbildung der letzteren noch später als die Entstehung der Haarrisie anzusetzen.
16. 0,4 m Pietra Verde-Horizont mit gradiertem Schichtung von einem grünen, quarzreichen Kristall-
tuff zu grünlichen Tuffitschieferchen.
Der Kristalltuff besteht aus einem flaserig-filzigen Gewebe von Serizit und Chlorit mit
vielen Quarz- und Biotiteinsprenglingen sowie einzelnen kleinen Feldspäten und Magnetit-
körnern.
17. 1,4 m Dünngeschichteter, im Bruch grauer, grunitischer bis intraklastischer, feiner Biokalk-
arenit mit länglichen Wülsten auf den Schichtflächen (Mikrofaziestypus Re 1). Zwischen
den einzelnen Schichtchen sind z.T. bis 2 cm dicke siltig-tonige, dunkle Lagen einge-
schaltet. Echinodermentrümmern sind im Dünnschliff, aber auch schon auf der Anwitte-
rungsfläche zu erkennen. Des weiteren kommen zahlreiche rekristallisierte Mollusken-
schalenentrümern, Filamente, Ostracoden, Calcisphären und schliesslich einzelne Fora-
miniferen (*Dentalina* sp. ?) vor.
18. 1,3 m Feinbankige, z.T. knollige, feinkörnige bis dichte Kalke mit sieben Pietra Verde-Lagen.
Die tiefste Pietra Verde-Lage besteht aus ca. 15 cm grünlichen, griffelig zerfallenden,
tuffitischen Schieferchen. Ueber ihr folgt, getrennt durch 10 cm Kalk, eine 30 cm dicke,
gradierte Tufflage mit einem forellig anwitternden Kristalltuff im Liegenden.
Die folgenden fünf Pietra Verde-Horizonte sind je 3 bis 5 cm mächtig und bestehen nur
aus grünlichen Schieferchen.
19. 0,15 m Kalkfreie, griffelig zerfallende partnachähnliche Schieferchen, die an der Liegendgrenze
einen dünnen, verlehnten, grünlichen Horizont enthalten.
20. 0,2 m Feinbankige, im Bruch dunkelgraue, feinkörnige Kalke.
21. 2 m Dunkelbraune bis schwarze, griffelig zerfallende Schiefer vom Partnach-Typus.
22. 0,2 m Durchziehendes Bändchen stark intraklastischer mergeliger Kalke. Die dunkler als die
Grundmasse anwitternden Intraklasten sind als Schlickgerölle zu deuten.
23. 0,8 m Schiefer vom Partnach-Typus mit linsigen, 1 bis 2 cm dicken Lagen von dunkeln, dichten,
mergeligen Kalken, die von grünlichbraunen, glänzenden Tonhäuten überzogen sind. Die
Kalke enthalten auch relativ viele kleine Hämatitkörner.
24. 1 m Feinbankige, im Bruch graue, feinkörnige Kalke, die fünf grünliche Schieferhorizonte
(Tuffit?) enthalten. Die beiden unteren sind je etwa 10 cm dick. Die drei oberen sind stark
verquetscht und können auch fehlen.
25. 8-10 m Mittelbankige, dunkelgrau anwitternde, im Bruch graue, feinkörnige Kalke mit knolligen
Schichtflächen und Tonüberzügen. Sie klingen beim Anschlagen.
26. Dunkle, griffelig verwitternde Schiefer und Mergel der Partnach-Formation.

Eine graphische Kolonne des Profils beim alten Tunnel mit Numerierung der Schichtfolgen zeigt Fig. 10.

Profil Hubel (Augstenberg-Schuppe)

Am Grat, der vom Hubel nordwärts führt, ziehen sich die Reiflinger Schichten von Koord. 764 700 / 218 230 entlang der Flanke gegen das Vaduzer Täle zum Grat Hubel - Tälehöhe. An dieser Talflanke wurde das folgende Profil durch die Reiflinger Schichten aufgenommen, zu dessen Vervollständigung wegen der teilweise unbefriedigenden Aufschlüsse und wegen mehrerer Brüche mit geringen Versetzungs-
beträgen einige seitliche Verschiebungen der Profilspur notwendig waren.

1. 5 m Bei Koord. 764 700 / 218 230 steht die Encrinitenbank an. Sie enthält neben Crinoidentrüm-
mern, unter denen die fünfeckigen Stielglieder der Pentacrinen besonders auffallen, auch
flachgedrückte Tetractinellen.
Das Liegende der Encrinitenbank besteht aus einem körnigen, grauen Dolomit, in dem
sich Crinoidenbruchstücke auch schon horizontweise angereichert finden.
Im Hangenden geht die Encrinitenbank ohne deutliche Grenze in einen mittelbankigen, im
Bruch dunkeln, feinkörnigen Kalk über, der immer noch recht häufig Crinoiden enthält.
2. 30-40 m Die ca. 80 m südlich der Encrinitenbank anstehenden tieferen Reiflinger Kalke, die über
den obersten Teil der Folge 1 zu stellen sind, weisen zunehmend wellig-höckerige Schicht-

flächen mit Tonbelägen auf. Dunkle Hornsteinknauer werden schon bald recht verbreitet. Diese tieferen Reiflinger Kalke sind in Nestern von bis zu einigen Metern Durchmesser teilweise oder ganz durch einen körnigen, glitzernden Dolomit ersetzt. Im Dünnschliff sind zwei Dolomitierungsphasen zu erkennen: eine erste, körnige, welche die Primärstrukturen nur teilweise obliteriert und eine zweite, spätere, in deren Wirkungsbereich der ursprüngliche Reiflinger Kalk zu einer uniformen Dolomitspat-Mosaikstruktur umgewandelt ist. Die Ausbildung der Schichtung und die Häufigkeit von Silexknauern werden von der Dolomitierung nicht verändert.

3. 0,1 m Dunkle, ziemlich harte und griffelig zerfallende Siltschiefer.
4. 0,2 m Dunkelgraue, im oberen Teil völlig silifizierter Kalklage, die vergleichbar ist mit Folge 16 des Profils Kulm.
5. 0,5 m Pietra Verde-Lage ausgebildet als grünlicher, tafelig brechender, von zahlreichen weissen Kalzitadern durchzogener mikrokristalliner quarzitischer Tuff mit makroskopisch sichtbaren, in der Schichtebene eingeregelter Serizitschüppchen.
6. 0,7 m Feinbankige, knollige, im Bruch dunkelgraue, feinkörnige Kalke.
7. 0,05 m Stark verquetschte Lage grünlicher Pietra Verde-Schieferchen.
8. 0,2 m Kalke wie Folge 6.
9. 0,1 m Pietra Verde-Schieferchen wie Folge 7.
10. 1,2 m Feinbankige, knollige Reiflinger Kalke ohne Hornsteinknauer (Mikrofaziestypus Re 1 E). Im Dünnschliff zeigen sie eine grunitische bis intraklastische Grundmasse mit ca. 2% detritischem Quarz in kleinen, eckigen Körnern und biogenem Detritus. Letzterer setzt sich zusammen aus Filamenten, Echinodermentrümmern, dickwandigen, rekristallisierten Molluskenschalen-Bruchstücken, Ostracoden, Calcisphären und unbestimmbaren frondicularienähnlichen Foraminiferen.
Einzelne bis einige cm mächtige Lagen bestehen aus mehr oder weniger verbrochenen oder ganz zu isolierten Kalkschlammfetzen aufgearbeitetem, dunklem, dichtem Kalk. Die obersten Partien dieser Kalkfolge an der Grenze zu den hangenden Pietra Verde-Tuffen sind silifiziert wie Folge 4 und wie Folge 16 des Profils Kulm.
11. 0,6 m Gradiert Pietra Verde-Horizont mit einem grünen, quarzreichen Kristalltuff im Liegenden, der in grüne Siltschieferchen übergeht.
12. 2 m Feinbankige, dunkelgraue, feinkörnige Kalke mit vereinzelt Hornsteinknauern.
13. 3 m Dunkle, griffelig zerfallende Schiefer vom Partnach-Typus.
14. 2-3 m Mittelbankige, graue, feinkörnige Kalke mit muscheligen Bruch und höckerigen Schichtflächen mit Tonhäuten und einzelnen Silexknauern.
15. 3-4 m Feinbankige, dichte, mergelige Kalke und plattige bis laminierte, beige-grünliche, mergelige Kalke in intensiver Wechsellagerung (vgl. Photo 21). Dieselbe Ausbildung wird auch am Nosspeitz (vgl. Fig. 11, S. 61) angetroffen.
16. 5 m Kalke wie Folge 14.
17. 3 m Dunkle Schiefer vom Partnach-Typus.
18. 0,5 m Schmutzig gelblich anwitternde, im Bruch graubeige, feinkörnige Kalke wechsellagernd mit einem körnigen Sekundärdolomit, der gegen die kalkigen Lagen immer scharf abgegrenzt ist. Die Kalklagen bestehen aus einer feinkörnigen Grundmasse mit bis einige Millimeter grossen, dunklen Kalkschlamm-intraklasten, Ostracodenschälchen, dicken, rekristallisierten Molluskenschalen und einzelnen Echinodermentrümmern (Mikrofaziestypus Re 2).
Oft kommen auch mehrere Millimeter grosse, von körnigem Kalk erfüllte und von authigenem Quarz gesäumte Hohlräume vor. Der Gehalt an authigenem Quarz ist immer an der Basis einer Dolomitlage am grössten.
In den Dolomitlagen lassen sich zwei Dolomitierungsphasen feststellen; nämlich idiotope Dolomitrhomboeder einer ersten Phase (vgl. S. 39, Profil Bürs, Folge 16) und ein körniger, panxenotoper Dolomit einer zweiten Phase. Auch in den Dolomitlagen kommen viele nicht dolomitisierte Echinodermenspäte vor.
19. 3,5 m In den obersten 50 cm leicht grünlich anwitternde und oberflächlich verlehnte, sonst allgemein braunbeige Mergel. Sie sind ziemlich mürbe und ergeben keinen griffeligen, harten Schutt.
20. 0,5 m Mittelbankige, dunkelgraue, feinkörnige Kalke.
21. 1,5 m Graubeige anwitternde, im Bruch dunkle, onkolithische Kalkbank. Neben kleineren, völlig strukturlosen, dichten Onkoiden kommen relativ häufig bis 1 mm grosse, dichte, rundliche Gebilde vor, deren verschwommene Innenstruktur mit derjenigen von Cyanophyceen-Knollen vergleichbar ist.

22. 4 m Griffelige Schiefer vom Partnach-Typus.
23. 0,5 m Mittelbankige, stark knollige, braungelb anwitternde, brekziöse Kalke, die an der Grenze zu Folge 22 in einzelne, von den Partnach-Schiefern umflossene Kalkbrocken aufgelöst sind (Mikrofaziestypus Re3). Sie enthalten einzelne Bryozoen und Algenknollen wie diejenigen von Folge 21.
24. 2 m Siltige Mergel mit einem Karbonatgehalt von 25 - 30 %. Sie enthalten ziemlich viele bis 15 cm grosse Kalkknollen.
25. 2 m Undeutlich geschichtete, knollige, rostig anwitternde, limonitreiche Kalke mit höckerigen Schichtflächen. Sie sind wie Folge 23 gegen die liegenden Partnach-Mergel zu Brocken aufgelöst.
Auf der Bankoberfläche fand sich ein 4 cm langes Teilstück eines Seeigelstachels.
26. Partnach-Formation.

Die Profilsuren der Folgen 3 bis 26 befinden sich nochmals 50 bis 100 m südlich der Aufschlüsse von Folge 2 in einer weit gegen das Vaduzer Täle hinabreichenden Felszunge.

Profil Amatschonjoch (Zimba-Schesaplana-Schuppe)

Am Weglein vom Amatschonjoch zum Nenzinger Himmel folgen in der Fortsetzung des Profils der Gutensteiner Schichten (S.36/37):

1. 5 m Engrinitenbank. Sie ist fast vollständig dolomitisiert. Selbst die Crinoidentrümmer, die bei Sekundärdolomitisierung erst spät umgewandelt werden, sind teilweise oder ganz dolomitisiert und liegen als pseudomorphe Dolomitspataggregate vor, die in Zwickeln oft noch Reste des ursprünglichen Kalziteinkristalles mit Netzstruktur enthalten.
Die Grundmasse besteht aus einem körnigen Dolomit mit einzelnen dolomitisierten Schalenbruchstücken.
2. 10+x m Feinbankige bis mittelbankige, in Bruch und Anwitterung dunkle, sich rauh anfühlende, körnige Kalke ohne Knollenbildung und Silexknauer und mit nur schwächtigen Tonüberzügen auf den Schichtflächen. Auf der Anwitterungsfläche werden neben Crinoidenstielgliedern recht häufig Muscheldurchschnitte festgestellt, bei denen auffällt, dass vielfach beide Klappen noch im Verband geblieben sind (Hinweis auf energiearmes Milieu).
Die Dünnschlifffläche enthält zahllose Muschelschalentrümmer, einzelne Querschnitte von Crinoidenstielgliedern und Seeigelstacheln und einen schiefen Schnitt durch einen kleinen Gastropoden, an dessen Schale sich authigener Quarz angelagert hat.
3. 10-15 m Nach etwa 20 m, die durch Schutt und Vegetation grossenteils verdeckt sind, folgen feinbankige, im Bruch graue, feinkörnige Kalke mit höckerigen Schichtflächen und Tonbelägen. Es kommen immer noch vereinzelt bis 1,5 cm grosse Schalenbruchstücke von Mollusken vor.
4. 0,1 m Stark verlehnte und verquetschte, grünliche Pietra Verde-Schieferchen.
5. 0,9 m Feinbankige, knorrig anwitternde, hornsteinreiche Kalke.
6. 0,15 m Pietra Verde-Tuffitschieferchen.
7. 0,5 m Feinbankige, hornsteinreiche, intraklastische Kalke mit knorrig-höckerigen Schichtflächen.
8. 0,1 m Gradierte Pietra Verde-Tufflage.
9. 2+x m Reifflinger Kalke wie Folge 7.

Eine weitere Aufnahme der oberen Reifflinger Schichten ist in der bisherigen Profilsur zufolge Bewuchses und Schuttanfalles nicht möglich. Das geeignetste Profil zur Erfassung der oberen Reifflinger Schichten in der Umgebung des Amatschonjoches bietet der Felskopf SSW der Hütten der Palüd Alp (Koord. 771 000 / 219 300).

10. 0,2 m Auf einer kleinen, z.T. bewachsenen Verflachung stehen über silexreichen Reifflinger Kalken, die mit Folge 9 verglichen werden können, bräunlichgrün anwitternde, im Bruch fahlgrüne Siltschieferchen (Pietra Verde-Tuffite) an.
11. 1 m Es folgen mittelbankige, hell anwitternde, im Bruch dunkle Knollenkalke. Die einzelnen Knollen sind durch einige Millimeter breite, gelbbraun anwitternde Tonschlieren voneinander getrennt.
12. 2 m Im Bruch dunkelbraune, eher mürbe und nicht griffelig zerfallende Schiefer vom Partnach-Typus.
13. 12-15 m Feinbankige Hornstein-Knollenkalke mit breiten, die Knollen umgebenden Tonschlieren. Sie sind reichgeädert und führen ausser den Hornsteinknauern besonders längs den Adern authigenen Quarz in panxenotopen Aggregaten.

Unter dem Mikroskop zeigen sich in einer krümeligen bis intraklastischen Grundmasse viele Filamente und auch einige dickwandige Molluskenschalentrümmer. Etwa 1 m über dem Schieferband von Folge 12 sind mehrere 3-5 cm mächtige Lagen grüner Schieferchen eingeschaltet. Die Silexknauer werden zum Hangenden hin spärlicher und auch die Knollenbildung sowie die Tonschlieren bleiben schliesslich ganz aus, was für ein Abnehmen der Subsolutio-
tion spricht.

14. Partnach-Schiefer der Partnach-Formation.

Profil Rungelin (Fundelkopf-Alpila-Schuppe - Klostertal-Sattel)

Das Profil beginnt am Fahrweg vom Dorfe Rungelin zum Weiler Gasünd ca. 80 m nach der Umbiegung des Weges nach Südwesten am Ende einer Stützmauer (Koord. 783 570 / 225 000).

1. 3 + x m Mittelbankige, graubraun anwitternde, im Bruch graue, mittel bis grobspätige Dolomite. Sie sind in allen Richtungen von dicken, weissen Dolomitspatlagen durchzogen, die aber nicht mit den mehr oder weniger schichtparallel verlaufenden Weissspatlagen in den Flammendolomiten verglichen werden dürfen. Weder im Handstück noch im Dünnschliff sind Echinodermentrümmer nachzuweisen, weshalb nicht mit Sicherheit ausgesagt werden kann, ob die vorliegende Schichtfolge der völlig dolomitisierten und umkristallisierten Encrinitenbank entspricht, oder ob dolomitisierte tiefere Reiflinger Kalke vorliegen. Dünnschliffe von der vorliegenden Folge sind vergleichbar mit solchen von Reiflinger Dolomiten aus dem Rellstal oder vom Hubel.
2. 15 + x m Mit einer durch eine Bankfuge manifestierten Grenzfläche gegen Folge 1 kommen feinkörnige, schmutzig dunkelgraubraun anwitternde, im Bruch dunkle Biokalkarenite. Der biogene Detritus, vor allem Echinodermentrümmer und Muschelschill, ist auf der Anwitterungsfläche herauspräpariert. Im Dünnschliff (vgl. Photo 18) lassen sich prachtvolle Schnitte durch Seeigelstacheln, Filamente und Calcisphären unterscheiden, die in einer feinkörnigen, wenig grumitischen Grundmasse mit ca. 1% detritischem Quarz eingebettet sind. Mikrofaziell (Typus Re 1 E) ist Folge 2 vergleichbar den in Photo 19 abgebildeten Reiflinger Kalken vom Profil Schneiderstein. Zwischen den nach oben zunehmend höckerig-knolliger werdenden Schichtflächen der Folge 2 schalten sich dünne, dunkle, kalkige Siltschieferlagen ein. Diese setzen sich nach Weglösung des Karbonates hauptsächlich aus verrostetem Glimmerschiefergrus zusammen und enthalten recht häufig aus Apatit bestehende Fischzähne von maximal 2 mm Länge. Im Hangenteil führt die Folge 2 auch reichlich Hornsteinknauer.

Der weitere Verlauf des Profils ist am Fahrweg auf einige Meter verschüttet. Er kann dagegen entlang einem auf Blatt 238 (Montafon) der Landeskarte der Schweiz 1:50 000 und der geologischen Karte des Rätikon nicht eingezeichneten Waldweg, der vom Fahrweg in NEN-Richtung abzweigt, verfolgt werden. Bei Koord. 783 500 / 224 940 steht direkt in besagtem Waldweg ein Pietra Verde-Horizont an, an dessen Basis noch etwas Kalke vom Typus des hangenden Teiles der Folge 2 mit reichlich Silexknauern aufgeschlossen sind.

3. 0,5 m Gradierte Pietra Verde-Tufflage, die im unteren Teil aus einem "forellig" anwitternden, tafelig brechenden Kristalltuff mit makroskopisch gut sichtbaren Biotiten und kleineren Feldspäten sowie Quarz besteht. Der Kristalltuff geht über in grüne Tuffitschieferchen.
1. 2 m Mittelbankige, knollige Reiflinger Kalke ohne Hornsteinknauer.
5. 1,8 m Im Bruch dunkelbraune, bräunlich anwitternde Schiefer vom Partnach-Typus mit einem Karbonatgehalt von nur 2%.
6. 0,1-0,2 m Durchziehendes, feinkörniges Kalkbändchen.
7. 0,8 m Griffelig zerfallende, wiederum praktisch kalkfreie partnachähnliche Schiefer mit zahlreichen knolligen Kalklinsen.
8. 0,06-0,08m Dünne Schicht von mergeligen, gelblich anwitternden Kalken, deren Schwererückstand reichlich Conodonten geliefert hat (vgl. S. 69). Die Kalke enthalten auch ziemlich viele Echinodermentrümmer und Schälchen von Ostracoden und Muschelbrut.
9. 0,3 m Hellgrau anwitternde, im Bruch graue, splitterig brechende, feinkörnige bis dichte Kalke.
10. 0,15 m Griffelig zerfallende Schiefer vom Partnach-Typus.
11. 0,1 m Kalke wie Folge 9.

12. 0,1-0,15 m Graue bis leicht grünliche, sich seifig anfühlende und oberflächlich verlehnte Mergelschieferchen. Sie unterscheiden sich deutlich von den partnachähnlichen Schiefern und könnten eventuell ein tuffitisches Niveau darstellen.
13. 0,4 m Feinbankige Reiflinger Knollenkalke ohne Silexknauer. An der Liegendgrenze zu Folge 12 sind sie in einzelne Knollen aufgelöst, die von den Mergelschiefern umflossen werden.
14. 1 m Dünngeschichtete bis feinbankige, gelbgrünlich anwitternde, dichte Kalke. Sie sind von feinen Tonschlieren durchzogen und enthalten etliche Calcisphären sowie einzelne Filamente. Zwischen den einzelnen Schichtchen sind im unteren Teil fünf bis sieben jeweils 2 bis 3 cm mächtige Lagen grünlicher, feinblättrig zerfallender Siltschieferchen mit einem Karbonatgehalt von 4% eingeschaltet.
15. 10 - 12 m Folge 14 geht an der Stelle, wo der Waldweg in den Fahrweg einmündet, in geschichtete, knollige Kalke mit breiten, die Kalkknollen umfliessenden Tonschlieren über. Im unteren Teil sind diese Knollenkalke auch reich an Hornsteinknuern. Im Dünnschliff sind Echinodermenreste und Filamente nicht selten zu beobachten. In den feinkörnigen und nur leicht grumitischen Bereichen treten sphärische, sich von der Umgebung nur unscharf abhebende Gebilde mit Durchmesser von 200 bis 400 Mikron auf, die als Radiolarien gedeutet werden. Spärlich vorhandene Molluskenschalentrümmer und unregelmässig-lappig begrenzte Areale bestehen aus spätigem, undulös auslöschendem Dolomit.
16. Partnach-Formation. Ihr Einsetzen entspricht der Waldgrenze.

Profil Rellstal (Zimba-Schesaplana-Schuppe)

Auch dieses Profil musste aus zwei Profilsuren zusammengesetzt werden. Die tieferen Reiflinger Schichten wurden in der geradlinigen Fortsetzung des Punt la Drossa-Profiles oberhalb der Voralpe Rugell aufgenommen.

1. 5 - 7 m Die Encrinitenbank steht ca. auf Kote 1620 m an. Sie ist in der Anwitterung gut kenntlich an den zahlreichen vorstehenden Crinoidenstielgliedern. Zement und Crinoidentrümmer sind völlig dolomitisch; es sind keine Echinodermenspäte mit Netzstruktur mehr vorhanden sondern die Dolomitpseudomorphosen nach denselben. Die Umrisse der Crinoidentrümmer sind jedoch immer gut erhalten.
2. 10 + x m Durch ein allmähliches Abnehmen des Gehaltes an Crinoidentrümmern geht die Encrinitenbank über in mittelbankige bis grobbankige, körnige Dolomite, in denen sich schon etwa 10 m über der Hangendgrenze der Encrinitenbank die ersten bis 10 cm grossen schwarzen Silexknauer einstellen.
3. ca. 10 m Bewachsen.
- 4a. 15 + x m Geschichtete, grau anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige Hornstein-Knollenkalke.

Für die Aufnahme der höheren Reiflinger Schichten wurde, da diese in der bisherigen Profilsur unter Vegetation und Schutt verborgen bleiben, eine neue Profilsur ca. 500 m weiter westlich gewählt. Hier stehen bei Koord. 779 600 / 217 380 auf Kote 1680 m über einer kleinen bewachsenen Verflachung geschichtete, körnige Dolomite und darüber Hornstein-Knollenkalke an, die mit denjenigen der Folge 4 der alten Profilsur zu vergleichen sind. Sie bilden einen kleinen Felskopf auf der rechten Seite besagter Verflachung.

- 4b. ca. 10 m Hornstein-Knollenkalke, die im Dünnschliff eine grumitische Grundmasse aufweisen, welche zahlreichen biogenen Detritus wie: Filamente, dickere Molluskenschalentrümmer, Echinodermenspäte, Ostracodenschälchen und Schälchen von Muschelbrut sowie schliesslich Conodonten (vgl. S. 69) enthalten. Neben diesen sicheren Fossilresten kommen noch Gebilde fraglicher Herkunft, nämlich unscharf gegen die Grundmasse abgegrenzte, kleine, rundliche Gebilde vor, die mit denjenigen von Folge 15 des Profils Rungelin zu vergleichen sind, welche wir als Radiolarien deuten möchten.
5. 2 - 3 m Grobbankige, körnige Dolomite.
6. 1 m Bewachsen.
7. ca. 0,3 m Grünliche, absolut kalkfreie, wenig verschieferte Pietra Verde-Tuffite. Sie konnten nur durch Abpikeln der Vegetationsdecke auf einer über den Folgen 4 a und 5 ausgebildeten kleinen Verflachung freigelegt werden.
8. 1 m Bewachsen
9. ca. 3 m Undeutlich aufgeschlossene, dunkle Schiefer vom Partnach-Typus.
10. 12 m Grobbankige, braungelblich anwitternde, im Bruch dunkelgraue bis beige, reichgeäderte Dolomite mit höckerigen, von dunkel fettglänzenden Tonhäuten überzogenen Schichtflächen.

11. 0,4 m Dunkle, blätterig zerfallende partnachähnliche Schiefer. Auf den Bruchflächen fallen viele 1-2 mm grosse, runde, tiefschwarze Gebilde auf, die meist durch einen dünnen Spalt zweigeteilt erscheinen.
12. 0,15 m Knollige Lage von graubeige anwitternden, im Bruch dunkeln, harten und splitterig brechenden Mergelkalken.
13. 0,8 m Z.T. rostig anwitternde, dunkle, griffelig zerfallende partnachähnliche Schiefer.
14. 1,5 m Grobbankige, in Bruch und Anwitterung dunkle Kalke mit vielen schichtinternen Ton-schlieren. Die leicht grunitische Grundmasse enthält einige Calcisphären und Filamente. Der Schwererückstand nach Weglösung des Karbonates ergab viele Pyritwürfelchen und Hämatitkörner.
Die Folge 14 geht im Hangenden allmählich über in
15. 0,5 m Gelblich anwitternde, im Bruch dunkle Siltschiefer, die mit fünf je 1 bis 3 cm mächtigen Kalklagen wechseln.
16. 0,25 m Knollige, gelbgrau anwitternde, im Bruch dunkelgraue Kalke mit zahlreichen Kalzitadern und Tonschlieren (Mikrofaziestypus Re 2).
An Fossilresten konnten im Dünnschliff festgestellt werden: Filamente, Calcisphären, Ostracodenschälchen, vereinzelt Echinodermentrümmern und schliesslich eine sehr gut erhaltene Foraminifere, *Agathammina* sp. (vgl. Photo 17), bei der es sich nach Frau L. KOEHN-ZANNETTI um eine neue Spezies handeln könnte.
Die Schwerefraktion des kalkfreien Rückstandes ergab wie bei Folge 14 Pyrit und Hämatit sowie mehrere bis einige Millimeter grosse Glimmerschiefer-Bruchstücke.
17. 0,5 m Rostig anwitternde, im Bruch dunkle Schiefer vom Partnach-Typus.
18. 0,8 m Reichlich biogenen Detritus führende, knollige Kalke wie Folge 16.
19. 0,2 m Schiefer vom Partnach-Typus.
20. 0,5-1 m Feinbankige, knollige, gelblich anwitternde und im Bruch dunkelgraue Kalke mit Einschaltungen von zwei bis 50 cm mächtigen Schieferbändchen.
21. Partnach-Formation.

VERBREITUNG

Ausser in den Mulden der Phyllitgneiszone und in der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone sind die Reiflinger Schichten im ganzen Untersuchungsgebiet verbreitet.

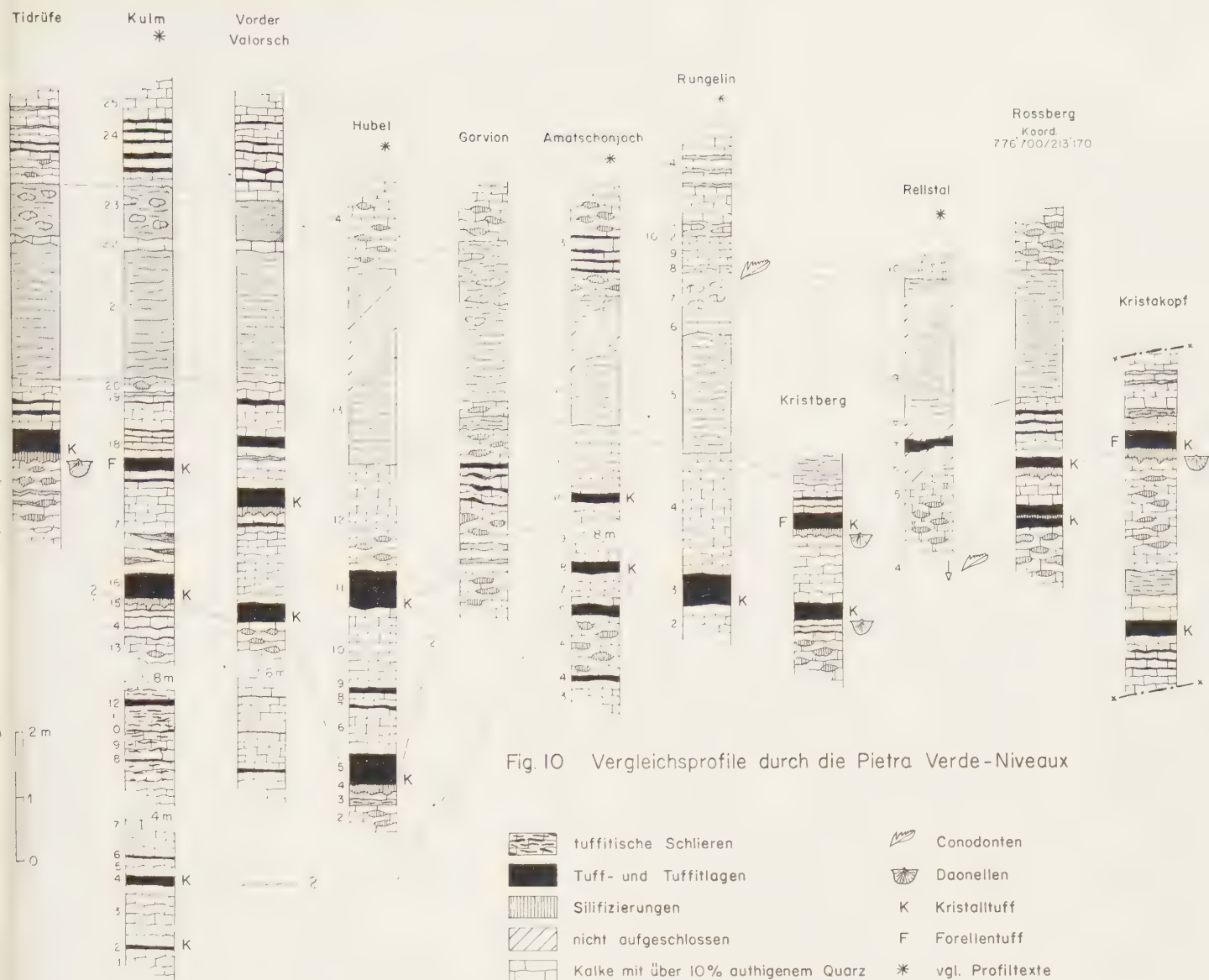
MÄCHTIGKEIT

Die Mächtigkeiten der Reiflinger Schichten betragen in der Drei Schwestern-Schuppe 60-70 m, 50-60 m am Schönberg, 70-80 m am Hubel und weniger als 60 m am Gorvion. Am Amatschonjoch sind es wiederum 80 m. Diese Mächtigkeit wird auch am Nordrand der Fundelkopf-Alpila-Schuppe gemessen, während dann aber am Rungelin nur noch ca. 60 m vorhanden sein dürften. In den Profilen der Davenna-gruppe sind die Reiflinger Schichten durchschnittlich 80 m mächtig und einzig im Gebiet von Ganzaleita schrumpfen sie auf 50 m zusammen. Am Rellstalhang, in der Frescalot-Kette und am Kristakopf sind etwa 70 m Reiflinger Schichten ausgebildet. Am Kristakopf wurden die Mächtigkeiten oft viel zu gross angegeben, da die durch Verwerfungen bedingten Repetitionen im ganz mit Wald bestandenen Gebiet nur schwer ersichtlich sind und daher meist unberücksichtigt blieben. Diese Feststellung gilt auch für den gesamten Alpen Muschelkalk am Kristakopf.

GLIEDERUNG

Die Gliederung der Reiflinger Schichten gestaltet sich wesentlich einheitlicher als diejenige der Guttensteiner Schichten. Obschon auch bei den Reiflinger Schichten eine Kalkfazies und eine Dolomitfazies (Gebiet mit stratiformer Dolomitisation, vgl. Fig. 12) existieren, unterscheiden sich diese nicht durch verschiedene Gliederungsmerkmale, da die letzteren von der Dolomitisation nicht zerstört wurden.

Die Gesteinsfolgen, nach denen die Reiflinger Schichten gegliedert werden können, sind von unten nach oben: die Encrinitenbank, die tieferen Reiflinger Kalke und Dolomite, die Pietra Verde-Niveaux, die höheren Reiflinger Kalke und Dolomite und schliesslich die bis mehrere Meter mächtige Grenzfolge der Reiflinger Schichten zur Partnach-Formation.



Encrinitenbank

Sie ist 4 – 10 m mächtig. Der Uebergang der Encrinitenbank in die tieferen Reiflinger Kalke ist meist fließend und durch eine allmähliche Abnahme der Crinoidentrümmer gekennzeichnet.

Am Kristakopf treten statt der Encrinitenbank nur die auf S. 42 erwähnten, vereinzelt Echinodermentrümmer enthaltenden Kalke und Dolomite auf.

Tiefere Reiflinger Kalke und Dolomite

Sie sind 15 – 40 m mächtig. Die geringsten Mächtigkeiten weisen die Profile von Vorder Valorsch und von Ganzaleita auf.

Die tieferen Reiflinger Kalke sind im Gegensatz zur eher grobbankigen Encrinitenbank meist feinkbankig. Schon wenige Meter über der Encrinitenbank beginnt die Knollenbildung und können die tiefsten Hornsteinknauer auftreten.

Am Rellstahang und in der südöstlichen Davennagruppe sind die Reiflinger Kalke meist vollständig in einen körnigen Dolomit umgewandelt.

Am Nossnitz, Hubel, Gorvion und im Gebiet des Niggenkopfs, westlich von Brand, sind die Reiflinger Kalke nicht schichtweise, sondern in bis einige Meter grossen, flachovalen Linsen dolomitisiert (vgl. Fig. 12).

Pietra Verde-Niveaux

Ueber den tieferen Reiflinger Kalken und Dolomiten kommen die Schichtfolgen, die durch die Einlagerungen von Pietra Verde-Niveaux charakterisiert sind. Die Pietra Verde lassen sich im ganzen Ver-

breitungsgebiet der Reiflinger Schichten nachweisen; sie fehlen dagegen den die Reiflinger Schichten seitlich vertretenden Gutensteiner Schichten in der Phyllitgneiszone und der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone.

Die Pietre Verdi sind im Rätikon meist nicht sehr auffallende Horizonte, was schon daraus hervorgeht, dass sie erst von D. TRÜMPY (1916) entdeckt und als grüne "Quarzite" beschrieben worden sind. Nur in gut aufgeschlossenen Profilen, wie denjenigen des Kulm und des Grosstobels (vgl. H. SCHAETTI, 1951, p. 61), lassen sich die Pietra Verde-Horizonte in ihrer ganzen vertikalen Erstreckung feststellen. In allen andern Profilen konnten sie vielfach erst mit Hilfe eines mit ihnen vergesellschafteten 2-4 m mächtigen partnachähnlichen Schieferbandes eruiert werden. Dieses Schieferband bildet einen durchziehenden Leithorizont in den oberen Reiflinger Schichten. Es wird im oberen Drittel unterteilt von einem nur 10-20 cm dicken, aber über weite Strecken durchverfolgbaren Kalkbänkchen. Die Schiefer über diesem Kalkbänkchen führen zahlreiche Kalkknollen und flache, wenige Zentimeter dicke Kalklinsen.

Die meisten Pietra Verde-Lagen befinden sich, wie in Tabelle 1 und Fig. 10 eingesehen werden kann, im Liegenden des erwähnten Schieferbandes.

Tabelle 1: Mächtigkeiten der Pietra Verde-Lagen

Gesamtmächtigkeit in cm der:	Horizonte unter dem Schieferband		Horizonte über dem Schieferband	Anzahl der Kristalltufflagen
	Aschen- tuffite	Kristall- tuffe	fast ausschliesslich Aschentuffite	
Profil:				
Tidrüfe	50	30	20	1
Kulm	110	60	30	4
Vorder Valorsch	60	40	30	2
Hubel	70	70	?	2
Nosspitz	70	60	?	2
Gorvion	80	?	?	
Amatschonjoch	40	20	20	1
Rungelin	60	30	?	1
Kristberg	70	30	?	2
Rellstal	50	?	?	
Rossberg				
(Koord. 776 700 / 213 170)	50	70	?	2
Kristakopf	60	20	?	1

Die tiefsten Pietra Verde-Horizonte kommen schon 12-15 m unter dem charakteristischen Schieferband vor. Sie bestehen im Profil Kulm aus den Folgen 2 und 4 (vgl. S. 52). Zwischen diesen Horizonten und den Pietra Verde-Lagen 0-2 m im Liegenden des Schieferbandes schalten sich am Kulm noch grünliche Schlieren und ausgequetschte Tuffitschieferchen ein (Folgen 7-11). Die bestausgebildeten Kristalltuffe befinden sich in den Pietra Verde-Lagen direkt im Liegenden des partnachartigen Schieferbandes. Wo die Aufschlussverhältnisse gut sind, lassen sich immer zwei gradierte Tuffhorizonte feststellen, von denen der obere in seinem Kristalltuffanteil in den Profilen Kulm und Kristberg (Ganzaleita) als grünlicher, weiss gesprenkelter "Forellen"tuff auffällt.

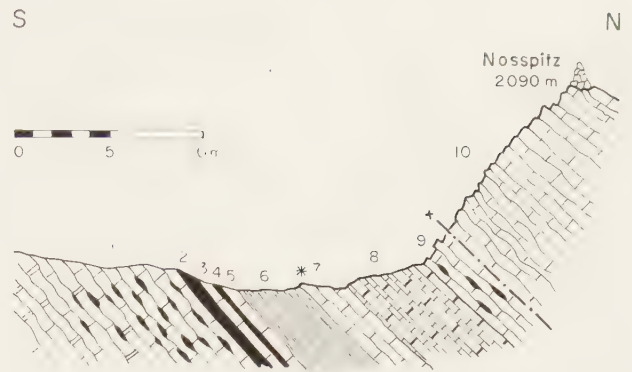
Ueber dem partnachartigen Schieferband können noch einige grünliche Tuffitschieferlagen zwischen die knolligen Reiflinger Kalke eingeschaltet sein. Im Profil Kulm führen sie an ihrer Basis sogar noch teilweise eine hauchdünne Kristalltufflage, die gleichsam an die wellig-höckerige Schichtoberseite der liegenden Kalke angekleistert erscheint.

Die Anzahl der Pietra Verde-Horizonte, ihr gegenseitiger Abstand sowie ihre Totalmächtigkeit sind, wie aus der Tabelle 1 und Fig. 10 hervorgeht, stark variabel. Die Anzahl der auffindbaren Kristalltuff- und Tuffithorizonte sowie deren gesamte Mächtigkeit scheinen uns aber zu einem grossen Teil durch die Qualität der Aufschlüsse gegeben zu sein und nicht zu weitreichenden Spekulationen über Herkunft und Sedimentation des vulkanischen Materials zu berechtigen (vgl. S. 67).

Höhere Reiflinger Kalke und Dolomite

Schon die höchsten Pietra Verde-Tuffitschieferchen liegen in dieser über dem charakteristischen Schieferband beginnenden 8-15 m mächtigen Kalk- oder Dolomitfolge. Sie ist dünngeschichtet bis feinkbankig und enthält oft bis 2 cm dicke, dunkle Schieferlagen zwischen den einzelnen Kalkschichtchen. Solche Schieferzwischenlagen wurden vor allem in den schon von R. BLASER (1952, p. 168) erwähnten

Fig. 11 Die Daonellen-Schichten
(obere Reiflinger Schichten) am Nosspitz



1. Linsenförmig dolomitisierte Reiflinger Kalke (Re 1). Gegen oben Abnahme der Dolomitisierung und Zunahme der Silexknauer.
2. 0,7 m Gradierte Pietra Verde-Tufflage.
3. 0,5 m Knollige Kalke mit unbestimmbaren Daonellenabdrücken in den Tonbelägen der höckerigen Schichtflächen.
4. 0,6 m Gradierte Pietra Verde-Tufflage.
5. 0,6 m Knollige Kalke wie Folge 3, aber ohne Daonellen.
6. 3 m Partnachartiges Schieferband.
7. 2 m Knollenkalke mit wenig Hornsteinknauern.
8. 4-5 m Wechsellagerung von feinkbankigen Kalken mit dünngeschichteten bis laminierten mergeligen Kalken, vergleichbar der Folge 15 vom Profil Hubel (vgl. S. 54).
9. 2-3 m Reiflinger Kalke mit einzelnen Silexknauern.
10. Mittelbankige Gutensteiner Kalke mit welligen Schichtflächen.
- * Fundstelle des Protrachyceras reitzi (BÖCKH.) MOJS. spec. nach Angabe von D. TRÜMPY (1916, p. 145).

Daonellen-Schichten beim aufgelassenen Steinbruch nördlich der Tidrüfe (Koord. 758 960 / 225 310) beobachtet, auf den sich die Angaben über die Pietra Verde-Niveaux im Profil Tidrüfe beziehen. Man trifft sie aber auch in den Profilen Vorder Valorsch, Rungelin und Kristakopf an.

Starke Knollenbildung mit vielen schichtinternen Tonschlieren tritt hauptsächlich noch im unteren Teil der höheren Reiflinger Kalke auf.

Am Rellstalhang sind auch die höheren Reiflinger Kalke zum grössten Teil dolomitisiert, während sie im Profil Ganzaleita, wo die unteren Reiflinger Schichten ebenfalls weitgehend dolomitisch sind, kaum noch Anzeichen sekundärer Dolomitisierung erkennen lassen.

Eine Besonderheit in der Gliederung der oberen Reiflinger Schichten wird in den Profilen Hubel und Nosspitz beobachtet. Es ist die im Profil Hubel (Folge 15, S. 54) beschriebene und in Photo 21 wiedergegebene Wechsellagerung von feinkbankigen mit dünngeschichteten bis laminierten Kalken. Im Profil, das D. TRÜMPY (1916, p. 145) von den Daonellen-Schichten am Nosspitz abbildet, sind anstelle dieser Wechsellagerung 7-8 m "schwarze Tonschiefer" eingetragen. Das Profil vom Sättelchen südlich des Nosspitzes wurde zum Vergleich in Fig. 11 zusammengestellt.

Grenzfolge der Reiflinger Schichten zur Partnach-Formation

Die Aufnahme dieses Profilabschnittes wird häufig erschwert durch den Schuttanfall aus der orographisch meist höher gelegenen Partnach-Formation.

Einige Meter mächtig entwickelt ist die Grenzfolge am Hubel (vgl. S. 54/55, Folgen 17-25), im Grosstobel (Vorder Valorsch) und im Rellstal (vgl. S. 58, Folgen 11-20). Für die Grenzfolge im Grosstobel sind wie am Hubel limonitreiche, z. T. stark knollige Kalke mit höckerigen, von rostbraunen Tonhäuten überzogenen Schichtflächen kennzeichnend. Zwischen den Grenzfolgen vom Grosstobel und Hubel einerseits und derjenigen vom Rellstal andererseits ist dagegen, wie aus den Profilvergleichen hervorgeht, keine Uebereinstimmung mehr abzusehen.

Verteilung der Verkieselungserscheinungen

Hornsteinknauer stellen sich meistens erst ca. 10 m über der Encrinitenbank ein, können dann aber durchgehend bis in die höheren Reiflinger Kalke hinein vertreten sein, wobei in den letzteren wieder ein Abnehmen der Silexführung nach oben hin die Regel ist. Relativ spärlich sind die Hornsteinknauer in den

ganzen Reiflinger Schichten am Westende des Rätikon. Sie nehmen nach Osten und Südosten allmählich an Bedeutung zu und erreichen ihre grösste Entfaltung in der östlichen bis südöstlichen Zimba-Schesaplana-Schuppe und der Frescalot-Kristakopf-Schuppe.

Klar von den Hornsteinknauern zu trennen sind die Silifizierungen, die immer nur wenige Zentimeter ins Liegende von Pietra Verde-Horizonten hinabreichen (vgl. Profil Kulm, S. 53, Folge 15).

FAZIES UND SEDIMENTATIONSBEDINGUNGEN

Die Encrinitenbank (Mikrofazies Gu5)

Die Encrinitenbank ist im westlichen Rätikon, im Bereich der Drei Schwestern-, Heupiel- und Augstenberg-Schuppe fast rein kalkig ausgebildet. Einzig die Grundmasse zeigt z.T. Ansätze sekundärer Dolomitisierung. Schon in den Aufschlüssen bei Vermales (ca. Koord. 765 600 / 215 900), die tektonisch das Süden der Augstenberg-Schuppe darstellen, welches als Halbfenster unter der höheren Gorvion-Schuppe zu Tage tritt (vgl. die tektonische Karte), greift die Dolomitisierung der Encrinitenbank hingegen bereits auf die Bivalvenreste über und nur die primär kalzitischen Echinodermentrümmer bleiben noch verschont. Im Profil des Amatschonjoches werden aber auch sie allmählich von aussen nach innen durch Dolomitspäte oder -aggregate ersetzt. Am Rellstalhang und in der südöstlichen Davennagruppe sind die letzten Kalkrelikte der Encrinitenbank verschwunden; Grundmasse und Echinodermentrümmer sind in ihrer Ganzheit dolomitisiert. Die Umrisse der Crinoidentrümmer wurden dabei nicht zerstört und in vielen Fällen ist der ursprüngliche Kalziteinkristall durch einen Dolomiteinkristall ersetzt worden. Auf der Anwitterungsfläche sind die dolomitisierten Crinoidentrümmer gegenüber der leichter verwitternden dolomitischen Grundmasse fast noch besser herauspräpariert als im Bereich der kalkigen Ausbildung der Encrinitenbank.

In den Profilen vom Nordrand der Fundelkopf-Alpila-Schuppe ist der Dolomitisierungsgrad der Encrinitenbank etwa derselbe wie im westlichen Rätikon. Bei Bürs und am Schneiderstein (vgl. Photo 16) beobachtet man in Dünnschliffen aus Proben der Encrinitenbank ein verzahntes Aggregat von Echinodermenspäten, das 80–90% der Schlißfläche bedeckt. Daneben treten kantengerundete bis sphärische, dunkle, dichte Intraklasten oder Pellets auf. Der Dolomit beschränkt sich auf einige grössere, xenotope Einzelspäte.

Im westlichen Rätikon führt die Encrinitenbank neben den Crinoidentrümmern oft ansehnlich viele Muschelbruchstücke und flachgedrückte Tetractinellen. Diese letzteren sind an der oben erwähnten Lokalität bei Vermales besonders schön ausgebildet (vgl. Photo 40), finden sich aber auch in grosser Zahl in einem kleinen Steinbruch hinter dem ehemaligen Kurhaus Sücka (Koord. 761 430 / 220 500).

Wie schon auf S. 50 angeführt wurde, ist die Encrinitenbank im ganzen Verbreitungsgebiet der Reiflinger Schichten (vgl. Fig. 12) mit Ausnahme des Kristakopfes ausgebildet. Dass es am Kristakopf nicht zur Bildung einer Encrinitenbank gekommen ist, passt gut zur Stellung dieses Gebietes im Uebergangsbereich zwischen der Faziesentwicklung in den Mulden der Phyllitgneiszone und derjenigen in der Frescalot-Kette zusammen. Die völlige Einbeziehung des Kristakopfes in den Faziesbereich der Reiflinger Schichten ist erst über dem Niveau der Encrinitenbank erfolgt.

Die Encrinitenbank ist eine extreme Anreicherung von Crinoidentrümmern und Bivalvenresten, d.h. eine ausgeprägte Thanatozönose. Um die bedeutende, bis 10 m mächtige Anhäufung biogenen Detritus zu ermöglichen, müssen mindestens im ganzen Verbreitungsgebiet der Encrinitenbank ausgesprochen günstige Bedingungen für das Crinoidenwachstum und das benthonische Leben gemeinhin geherrscht haben. Es ist deshalb ein gutdurchlüftetes Schelfmeer mit reichem, den Crinoiden als Nahrung dienendem Planktongehalt und stetiger Wasserbewegung anzunehmen.

Reiflinger Kalke (Mikrofazies Re1, Re1E, Re2 und Re3)

Die Reiflinger Kalke, in welche die Encrinitenbank übergeht, wittern meistens hell an und sind im Bruch grau bis schwärzlich. Ihre charakteristischen Makrofaziesmerkmale sind die gleichmässige, feinkbankige Schichtung mit welligen bis höckerigen und von Tonhäuten überzogenen Schichtoberseiten und die Knollenbildung, mit welcher oft dunkle bis schwarze Hornsteinknauer verbunden sind, die sich vor allem auf den Schichtflächen zu einem knorrigem Geflecht ausdehnen können.

Gradierte Feinschichtung wie in den Gutensteiner Schichten fehlt. Die Reiflinger Kalke sind dagegen in noch höherem Masse als die Gutensteiner Kalke durch inhomogen verteiltes toniges Material verunreinigt.

Die Einschwemmung von feinklastischem Material in den Sedimentationsraum der Reiflinger Kalke nimmt gegen oben zu. Der Beginn der klastischen Sedimentation vom Typus der Partnach-Schiefer manifestiert sich am deutlichsten im Schieferband der Pietra Verde-Niveaux (vgl. Fig. 10), das einen vermutlich mehr oder weniger homochronen Leithorizont in allen untersuchten Profilen darstellt. Die Zu-



Fig. 12 Fazieskarte des oberen Anisian und untersten Ladinian.
Palinspastische Kartengrundlage

-  Conodontenfundorte
-  Verbreitungsgebiet der Reifflinger Schichten und der Pietre Verdi
-  stratiforme
-  lentiforme Dolomitisierung der Reifflinger Schichten
-  Gebiet mit seitlicher Vertretung der Reifflinger Schichten durch die Gutensteiner Schichten (schlecht gliederbare Kalke)

Signaturen der palinspastischen Kartengrundlage vgl. Fig. 6

fuhr von feinklastischem Material führt auch zu Zwischenlagerungen von dünnsten Ton- und Siltschieferhorizonten in den feinklastischen Kalken.

Die tieferen Reifflinger Kalke bis hinauf zu den Pietra Verde-Niveaux bestehen aus den Mikrofazies-typen Re 1 und Re 1 E, zwischen denen alle Uebergänge möglich sind.

Die Mikrofazies Re 1 ist der an biogenem Detritus ärmere, meist ziemlich ausgeprägt grunitische und stärker rekristallisierte Typus. Makroskopisch sind die Kalke der Mikrofazies Re 1 meist nicht besonders dunkel im Bruch und weniger knollig. Der Gehalt an nicht karbonatischen Verunreinigungen ist geringer als bei der Mikrofazies Re 1 E.

Die Mikrofazies Re 1 E ist durch die im Bruch dunkeln, stark knolligen Reifflinger Kalke vertreten. Sie unterscheidet sich gegenüber der Mikrofazies Re 1 durch einen höheren Gehalt an Mikroorganismen: Calcisphären, fragliche Radiolarien (vgl. unter Mikrofazies Re 3), Ostracoden, Filamente; und von Makrofossiltrümmern: Molluskenschalen und Echinodermen (vgl. Photo 18).

Die Mikrofazies Re 3 ist von den Pietra Verde-Niveaux an zum Hangenden hin entwickelt. Es sind makroskopisch z. T. brekziöse Kalke (vgl. Photo 20), die im Handstück wie auch im Dünnschliff knollig erscheinen. In den mergeligen Schlieren, von denen die Knollen umflossen werden, sind besonders die Filamente stark angereichert. Dies scheint uns zur Annahme zu berechtigen, dass die Filamente primär aus Kalzit bestanden haben, und dass ihre Anreicherung durch eine fröhdiagenetische Weglösung des

Aragonits der Grundmasse zustande gekommen ist. Auch feinkörnige Quarze (detritisch?) sind in den mergeligen Schlieren angereichert. Sporadisch in den Schlieren auftretende grössere Serizitschüppchen sehen wir als Neubildungen an.

In den Kalkknollen treten neben den erwähnten Filamenten und kleinen Echinodermenspäten zahlreiche spätige Calcisphären mit scharfen Umrissen sowie sich nur verschwommen von der Grundmasse abhebende, feinkörnige bis körnige, sphärische Gebilde auf, die Durchmesser von 200 bis 400 Mikron aufweisen, und die wir für Radiolarien halten möchten.

Die Mikrofazies Re2, aus der die *Agathammina* sp. (Photo 17) stammt, ist charakterisiert durch eine infolge unterschiedlicher Rekristallisation stärker hervortretende grumitische Struktur. Sie ist weniger brekziös und enthält weniger toniges Material als die Mikrofazies Re 3.

Zwischen Re 3 und Re 2 können wiederum alle Uebergänge beobachtet werden.

Reiflinger Dolomite (Mikrofazies Re 4)

Wie schon für die Encrinitenbank festgestellt worden ist, deckt sich auch bei den Reiflinger Schichten ganz allgemein das Gebiet mit weitgehender Sekundärdolomitisierung mit dem dolomitischen Faziesbereich der Gutensteiner Schichten (vgl. Fig. 6 und 12).

Die Dolomitisierung der Reiflinger Schichten, die sich in der Mikrofazies Re 4 äussert, liess viele der ihr gegenüber primären Faziesmerkmale: so die Schichtung, die Tonbestege und eventuell die Styolithe sowie schliesslich die Hornsteinknauer, nahezu unverändert.

Der Zeitpunkt der Dolomitisierung lässt sich am besten durch das Verhältnis derselben zu den Hornsteinknauern festlegen. Die letzteren müssen, wie noch ausgeführt werden wird (S. 65), als synsedimentäre bis frühdiagenetische Bildungen betrachtet werden. Als solche setzten sie nach dem Beginn einer ersten Dolomitisierungsphase ein, die u. a. durch idioptopische Dolomitrhomboeder gekennzeichnet ist, welche sich innerhalb von Silexknauern vorfinden (vgl. S. 65). Die Silexknauer der Reiflinger Schichten dürften demnach zur Sekundärdolomitisierung der Reiflinger Kalke in derselben Beziehung stehen wie die von R. V. DIETRICH, C. R. B. HOBBS und W. D. LOWRY (1963) beschriebenen Kieselkonkretionen zur Dolomitisierung in der Knox-Gruppe (USA).

Für die lentiforme Dolomitisierung (vgl. S. 59 und Fig. 12) gelten makro- und mikrofaziell die gleichen Feststellungen wie für die schichtförmigen Reiflinger Dolomite.

Ausser der schichtweisen oder linsenförmigen Umgestaltung von Reiflinger Kalken in die Mikrofazies Re 4 kann die sekundäre Dolomitisierung schliesslich noch partiell in Form von einander nicht berührenden Dolomitkörnern innerhalb der Mikrofazies Re 1 bis Re 3 auftreten (vgl. Photo 19).

Kalkknollen und Hornsteinknauer

K. HUMMEL (1932, p. 441) möchte die Buchensteiner Knollenkalke als eine durch Aschenregen veränderte Bänderkalkfazies ansehen. Nach ihm wäre die vulkanische Tätigkeit die Hauptursache der Knollenbildung.

R. HOLLMANN (1964) weist den Subsolutionsvorgängen die Hauptrolle bei der Entstehung der Knollenkalke im südalpinen Ammonitico Rosso zu. Wesentlich für die Bildung der knolligen Struktur, die sich in Ammonitensteinkernen mit Knollenkappen anzeigt, soll der inhomogen verteilte Tongehalt des Kalkes sein, der zu unterschiedlichen Lösungsbeträgen führt. Rein tonige Ueberzüge auf Knollenkappen werden von HOLLMANN als Subsolutionsrückstände angesehen. Bedeutendere Strömungen, die zur Umlagerung von Kalkknollen und zur Verformung derselben im halbverfestigten Zustand hätten führen können, werden nicht angenommen; doch sollen auch keine eigentlichen Stillwasserbedingungen geherrscht haben. Der Grad der Verfestigung der Sedimentoberfläche, an der die Korrosion ansetzt, scheint von einem wenig verfestigten tonigen Kalkschlamm bis zu einem "Hardground" gehen zu können, wobei der letztere Fall besonders dann zutreffen soll, wenn nachträgliche Deformation an Korrosionsmarken nicht bruchlos vor sich gegangen ist.

Die Untersuchungen HOLLMANNs wurden von M. SARNTHEIN (1965, p. 132) für die Deutung der Reiflinger Knollenkalke des Karwendelgebirges beigezogen. Auch wir möchten uns den Ausführungen von HOLLMANN weitgehend anschliessen. Die massgebenden Faktoren der Knollenbildung dürften im Falle der Reiflinger Schichten des Rätikon die intermittierende Subsolution, die inhomogene Verteilung der tonigen Beimengungen des Kalkes und die daraus resultierenden unterschiedlichen Setzungs- und Lösungsbeträge, sowie eine gewisse Mangelsedimentation sein, die mit Kondensation von biogenen Mikroresten (Filamenten etc.) verbunden sein kann. CO₂-reiches Wasser, das die intermittierende Kalklösung gewährleistet, wurde möglicherweise durch submarine, vulkanische Exhalationen geliefert.

Nicht vorbehaltlos beipflichten können wir der Ansicht SARNTHEINs in bezug auf die gute Durchlüftung des Knollenkalkmilieus, da gerade die typischen Knollenkalke im Rätikon immer dunkle bis

schwarze Bruchfarbe haben und häufig einen ansehnlichen Pyritgehalt erkennen lassen, der für zeitweise negative Eh-Verhältnisse im frischen Sediment – wenn auch nicht unbedingt im Bodenwasser – zeugt.

Hornsteinknauer mit Durchmessern bis zu 10 cm sind hauptsächlich auf den Schichtoberseiten der Knollenkalke verbreitet und werden weniger häufig in schichtinterner Lage angetroffen. Die einzelnen, meist flachen Silexknauer der Schichtoberseiten können sich mit Fortsätzen berühren und bilden dann ein knorriges Geflecht, von dem aus mitunter einzelne Aeste abwärts weisen und mit schichtinternen Knauern in Verbindung stehen. Gegen den sie umgebenden Kalk sind die Hornsteinknauer meist ziemlich scharf begrenzt.

Im Dünnschliff beobachtet man, dass die Hornsteinknauer aus mikrokristallinem Quarz bestehen, dessen einzelne Körner zu einem panheterotopen Mosaik verzahnt sind. In diesem Quarzmosaik sind tonige Beimengungen schlierig verteilt (vgl. Photo 22). Primäre Karbonateinschlüsse sind keine festzustellen. Die idiotopen Dolomitrhomboeder in Photo 29 möchten wir einer ersten Phase sekundärer Dolomitisierung zuweisen, die durch die Bildung der Kieselkonkretionen vorübergehend unterbunden worden wäre.

Wasserverlust bei der Umbildung von Kieselsäuregel zu authigenem Quarz mag zu Spannungen geführt haben, durch welche die zahlreichen feinen und wieder mit authigenem Quarz verheilten Risse entstanden. Durch im weiteren Verlauf der Diagenese oder epigenetisch auftretende mechanische Beanspruchung entstanden weitere Risse in den Silexknauern, die von Kalzit oder Dolomitspat erfüllt sind, so dass in reaktivierten frühdiagenetischen Rissen das Zentrum aus Karbonat besteht, während die Ränder noch aus der alten Quarzfällung bestehen.

Für die Bildungszeit der Silexknauer in bezug auf das umgebende Sediment können drei Möglichkeiten unterschieden werden.

Bei synsedimentärer Bildung, die vor allem für auf Schichtflächen auftretende Knauer in Betracht kommt, richtet sich die Form der Knauer nach der Menge des gleichzeitig gefällten Kalkes. Bei geringer Kalksedimentation, Omission oder Kalklösung können sich die Knauer auf der Sedimentoberfläche flach ausbreiten. Bei andauernder, quantitativ bedeutenderer Kalksedimentation wächst hingegen die anfänglich noch gelartige Konkretion im unbedeckten Teil nach oben und ist statt durch horizontale Fortsätze durch vertikale gekennzeichnet, was für die schichtinternen Silexknauer der Reiflinger Schichten zutrifft.

Die frühdiagenetische Knauerbildung findet im wasserhaltigen Sediment durch Anreicherung von Kieselsäuregel zu Konkretionen um ein Zentrum statt. Sie muss für die Bildungszeit der Hornsteinknauer der Reiflinger Schichten ebenfalls berücksichtigt werden, während die dritte mögliche Bildungszeit für Kieselkonkretionen die epigenetische, ausgeschlossen werden kann.

Die zur Bildung der Silexknauer nötige Kieselsäure dürfte im Falle der Reiflinger Schichten, in Anlehnung an die Gegebenheiten in den südalpinen Buchensteiner Schichten, vorab durch vulkanische Tätigkeit im Meerwasser angereichert worden sein. Die Verteilung der Hornsteinknauer vor allem auf die Schichtoberseiten, was für eine bevorzugte Bildung bei geringer bis fehlender Kalkfällung sprechen mag, kann bei Annahme einer vulkanischen Abkunft der Kieselsäure damit erklärt werden, dass zu Zeiten vermehrter vulkanischer Einflüsse auf den Chemismus des Meerwassers die Kalkfällung weitgehend unterbunden wurde. Der durch vulkanische Einflüsse bedingte, erhöhte CO₂-Partialdruck und eine damit verbundene Herabsetzung des Ph des Meerwassers erleichterte zudem die Koagulation der Kieselsäure.

Die vorgängig gemachten Ausführungen implizieren eine synsedimentäre Bildung der Kieselsäurekonkretionen; doch ist beizufügen, dass das vorwiegende Auftreten von Hornsteinknauern auf Schichtflächen sich auch bei einer frühdiagenetischen Entstehung der Kieselkonkretionen innerhalb des Sedimentes erklären lässt, wenn angenommen wird, dass der Kalk über der Knauerlage nach der Bildung derselben wieder weggelöst wurde und die Subsolution schliesslich an der Silexlage zum Stillstand kam.

Der Pietra Verde-Vulkanismus

Petrographie der Pietre Verdi

Eingehende petrographische Untersuchungen über die Pietre Verdi liegen bisher vor: von H. VIDAL (1953, p. 63 ff.) über das nordwestliche Wettersteingebirge und von E. CALLEGARI (1963/64) über den südalpinen Bereich, insbesondere die Buchensteiner Schichten des Typusgebietes (strati di Livinallongo). F. HOFMANN (1956) und W. MÜLLER, R. SCHMID und P. VOGT (1964) beschrieben die Tuffe aus der Grenzbitumenzone des Monte San Giorgio (Südtessin), die altersmässig den Pietre Verdi vergleichbar sind. Eine neue petrographische Studie über die Pietra Verde-Vorkommen von Nordtirol und Vorarlberg ist gegenwärtig in Bearbeitung von F. LIST (Lehrstuhl für angewandte Geologie an der Freien Universität, Berlin). Im Hinblick auf die aus dieser Arbeit zu erwartenden Ergebnisse können wir uns

darauf beschränken, hier nur auf die wichtigsten petrographischen Charakteristika unserer Pietra Verde-Vorkommen einzugehen.

VIDAL unterschied im Wettersteingebirge Kristalltuffe, Aschentuffe und Tuffite. Dieser Unterteilung der Pietre Verdi sind wir auch im Rätikon gefolgt, müssen jedoch bemerken, dass sich eine Trennung von Aschentuffen und Tuffiten nicht vornehmen lässt, da der Gehalt an nichtvulkanischem, kryptokristallinem Material im Dünnschliff kaum eruierbar ist.

In den Kristalltuffen des Rätikon sind die vielfach idiomorphen Quarzeinsprenglinge stark dominierend über die Biotit- und Feldspatporphyroklasten. Die Feldspäte sind auch bedeutend kleiner als die Quarzkristalle, machen aber durchwegs einen frischen Eindruck, so dass ihre vulkanische Herkunft kaum angezweifelt werden kann. Es handelt sich ausschliesslich um saure Plagioklase, die oft nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. Die Quarz-, Biotit- und Plagioklaseinsprenglinge sind eingebettet in einer filzigen, kryptokristallinen, kieselig zementierten, serizitischen Grundmasse. Der Serizit dürfte aus ursprünglich quellfähigen bentonitischen Tonmineralien entstanden sein, wie dies für die Tuffe des Monte San Giorgio angenommen wird. Die Bezeichnung "Metabentonite" kann somit auch auf die Pietre Verde unseres Gebietes übertragen werden. Das kieselige Bindemittel der Grundmasse (Chalcedon) wird als eine sekundär authigene, eventuell hydrothermale Bildung betrachtet, die sich mit dem durch den Vulkanismus bedingten erhöhten Kieselsäuregehalt in wässriger Lösung erklären lässt.

Die Kristalltuffe des Rätikon unterscheiden sich von denjenigen des Wettersteingebirges und von Predazzo (Südtiroler Dolomiten) durch das unterschiedliche Verhältnis von Quarz zu Feldspat und durch den Chemismus der Feldspäte. Der Quarzgehalt ist bei den südalpinen Pietre Verdi und bei den kalkalpinen des Wettersteingebirges ganz unbedeutend, und statt der sauren Plagioklase treten in den beiden Vergleichsgebieten meist auch erheblich grössere, basischere Plagioklase mit z. T. deutlicher zonarer Entmischungsstruktur um einen anorthitreichen Kern auf.

Aus den Aschentuffen beschreibt VIDAL (p. 66, Abb. 5) vulkanische Glasteilchen, die in einer "feinkörnigen Grundmasse schwimmen". Solche Glasteilchen konnten bisher in den Pietra Verde-Lagen des Rätikon nirgendwo beobachtet werden.

Der Kalkgehalt beträgt bei frischen Proben von Aschentuffen bis Tuffiten vielfach 20–30%. Oberflächlich sind die grünen, schieferigen Aschentuff- und Tuffitlagen meist völlig entkalkt und verlehmt.

Regionale Verbreitung der Pietre Verde

Die als "Pietra Verde" eingestuften Tufflagen haben eine ausserordentlich grosse regionale Verbreitung. In den Nördlichen Kalkalpen reichen sie von deren Westende über die Klostertaler und Lechtaler Alpen ins Mieminger-, Wetterstein- und Karwendelgebirge. Durch H. P. CORNELIUS sind sie bis in die Mürztaler Alpen (1952) und in die Gebiete der Rax und des Schneeberges (1951) als sog. "Grüne Schicht" bekannt geworden.

Im Zentralostalpin sind sichere vulkanische Ablagerungen an der Anisian/Ladinian-Grenze, die als Pietre Verdi angesprochen werden können, bisher erst aus dem nördlichen Brennermesozoikum bekannt.

In den Gailtaler Alpen wurden Pietra Verde-Tuffe erstmals von A. PILGER und R. SCHÖNENBERG (1958) in der Südwand des Dobratsch gefunden.

In den Südalpen treffen wir den Pietre Verdi analoge anisisch/ladinische Grenztuffe am Monte San Giorgio (Tessiner Kalkalpen) an, und die eigentlichen Pietre Verdi sind von den Bergamasker Alpen bis ins Friaul und die Venezianer Alpen verbreitet. Sie fehlen hier nur in denjenigen Bereichen, in denen die Schichten der Anisian/Ladinian-Wende in Riffazies ausgebildet sind.

Aus dem Briançonnais-Faziesbereich sind Tuffe der Anisian/Ladinian-Wende von der Vanoise (R. GABY und Joséphine GALLI, 1964) bis nach Graubünden bekannt geworden.

Aufbau und Entstehung der Tufflagen

Als Normaltyp der Pietra Verde-Ablagerungen können die schon des öfteren erwähnten (vgl. Profil Kulm, S. 52/53, Folgen 2, 4, 16 und 18) gradierten Tufflagen betrachtet werden. Sie sind weitgehend eine Folge der verschiedenen Setzungsgeschwindigkeiten des pyroklastischen Materials, das sich aus sehr verschiedenen Korngrössen zusammensetzt. Das Verhältnis von Kristalltuff zu Aschentuff bzw. Tuffit mag etwa ein Bild von der Verteilung der Teilchengrössen im vulkanischen Schweb abgeben, welcher in der die Tufflage verursachenden Eruptivphase an den betreffenden Sedimentationsort verweht und verschwemmt wurde. Eine gradierte Tufflage kann somit bis zu einem gewissen Grade als primäre Setzungsabfolge von pyroklastischem Material – vermisch mit nichtvulkanischem tonigem Detritus und Kalkschlamm – angesehen werden, wenn auch während der Diagenese erfolgende Umlagerungen nicht unberücksichtigt bleiben dürfen (vgl. S. 67).

Die reinen Aschentuff- und Tuffitlagen sind Abfolgen von Eruptivphasen, von welchen durch Ver-

wehung und Zusammenschwemmung keine größeren Pyroklasten in den betreffenden Sedimentationsräumen abgelagert wurden.

Jede einzelne gradierte Tufflage und jede Aschentufflage dürfte, wie aus dem oben Gesagten hervorgeht, eine eigene Eruption repräsentieren. Ausgehend von unserem Untersuchungsgebiet mit den z. T. zahlreichen Tufflagen (Profil Kulm) sind daher mindestens eben so viele Eruptionen anzunehmen, die sich über eine längere Zeitspanne um die Anisian / Ladinian-Wende erstreckten und einander in kürzeren oder längeren Intervallen folgten.

Herkunft des vulkanischen Materials

Für die Verfrachtung des vulkanischen Materials kommen zwei grundsätzlich verschiedene Möglichkeiten in Betracht; nämlich vorwiegend subaerische Einwehung aus möglicherweise weit entfernten Fördergebieten oder ein vorwiegend subaquatischer Transport aus lokalen Eruptionszentren.

Für die erste Hypothese haben sich u. a. H. P. CORNELIUS (1951/1952) und H. VIDAL (1953) ausgesprochen, welche die Pietre Verdi der Nördlichen Kalkalpen als aus dem südalpinen Bereich eingewehtes Material betrachten und die Existenz eines eigenen Pietra Verde-Vulkanismus im oberostalpinen Sedimentationsraum ablehnen.

Den genannten Autoren stehen als Verfechter der zweiten Hypothese vor allem R. HUCKRIEDE (1959) und H. MILLER (1962) gegenüber. MILLER möchte sogar innerhalb eines Teiles des Mieminger- und Wettersteingebirges mehrere Eruptionszentren annehmen und vermutet diese in der Nähe der grössten Tuffmächtigkeiten. Gegen dieses Vorgehen ist einzuwenden, dass die heute vorliegenden Tuffmächtigkeiten nur teilweise abhängig sind von der Distanz zum einstigen Förderzentrum des vulkanischen Materials und zu viel grösseren Teilen bedingt sind durch:

1. die Aufschlussverhältnisse in den jeweiligen Profilen,
2. tektonische Faktoren, indem sich die Tufflagen bei mechanischer Beanspruchung als Gleithorizonte zwischen den starrer Kalkbänken ausgewirkt haben,
3. die jeweilige Windrichtung, der besonders bei Annahme von vorwiegend subaerischer Verfrachtung des vulkanischen Materials eine bedeutende Rolle zufällt, und
4. selektive Wegschwemmung oder Anhäufung als Folge der Turbulenz- und Reliefverhältnisse im Sedimentationsraum. Diese Vorgänge können entweder synsedimentär, während der Setzung des vulkanischen Materials oder frühdiagenetisch durch Aufwirbelung und Resedimentation des noch nicht konsolidierten Tuffes wirksam gewesen sein.

Neben der Skepsis gegenüber der Annahme lokaler Eruptionszentren, deren Lage hauptsächlich von den maximalen Gesamtmächtigkeiten der Tuffe abhängen soll, möchten wir aber auch Bedenken gegenüber der Einwehung des vulkanischen Materials aus dem südalpinen Bereich anmelden. Die letztere Annahme scheint uns vor allem auf Grund der Verschiedenheit im Chemismus unserer Tuffe mit denjenigen der Südalpen wenig berechtigt zu sein. Dass dagegen grundsätzlich mit lokalen Eruptionszentren innerhalb der Nördlichen Kalkalpen zu rechnen ist, wird durch den ladinischen Andesit von Lech belegt.

Zur Bathymetrie der Reiflinger Schichten

Die Wassertiefe war zur Zeit der Ablagerung der Encrinitenbank im zentralen und östlichen Teil des Sedimentationsraumes der Reiflinger Schichten unseres Gebietes noch geringer als diejenige, unter der die spätere Hornstein-Knollenkalkfazies ausgebildet wurde. Von den oberen Gutensteiner Schichten bis zum Einsetzen der Hornstein-Knollenkalkfazies unterlag das ganze in Frage stehende Gebiet einer verstärkten Subsidenz, die zu einer zunehmenden Vertiefung des Ablagerungsraumes führte, da die Sedimentation mit der Absenkungsbewegung nicht Schritt zu halten vermochte. Auf dem Wege von den schelfmeerartigen Verhältnissen der oberen Gutensteiner Schichten, die auch im zentralen und östlichen Rätikon kaum Wassertiefen über 100 m annehmen lassen, zu den hemipelagischen, epibathyalen Hornstein-Knollenkalken traten für eine gewisse Zeit hydroklimatische Bedingungen ein, die ein ausgesprochen reiches Crinoidenwachstum erlaubten, was zur Bildung der Encrinitenbank führte. Anschliessend brachte die weitere Vertiefung des Sedimentationsraumes, verbunden mit zeitweiligen subeuxinischen Verhältnissen im Porenwasser und allenfalls auch im Bodenwasser, die reiche Crinoidenentwicklung im zentralen und östlicheren Verbreitungsgebiet der Reiflinger Schichten des Rätikon vollständig zum Erliegen. Im westlichen Rätikon dagegen, wo die Hornstein-Knollenkalkfazies weniger typisch ausgebildet ist und wahrscheinlich keine hemipelagischen, epibathyalen Bedingungen geherrscht haben, lässt sich eine Crinoidenentwicklung bis an die Basis der Partnach-Formation nachweisen.

Auf verschiedene bathymetrische Bedingungen zwischen dem westlichen und dem zentralen und östlichen Bereich der Reiflinger Schichten des Rätikon mag auch die Conodontenverteilung (vgl. Fig. 12) hindeuten, da sich diese ausschliesslich über das Gebiet der knolligeren, hornsteinreicheren und schlech-

ter durchlüfteten Reiflinger Fazies erstreckt, für welche eine grössere Wasserüberdeckung angenommen wird als für die helleren, Echinodermentrümmer führenden Reiflinger Kalke im westlichen Rätikon.

DIE ANISIAN / LADINIAN - GRENZE

mit besonderer Berücksichtigung der Daonellen- und Conodontenfauna

Die höheren Reiflinger Schichten mit den Pietra Verde-Niveaux wurden von R. HUCKRIEDE (1959) und H. MILLER (1962) in den Lechtaler Alpen und dem Wettersteingebiet noch gesamthaft als anisisch betrachtet, während H. VIDAL (1953) die Grenze zwischen der anisischen und der ladinischen Stufe mitten durch die Pietra Verde-Horizonte gezogen hatte. Der Pietra Verde-Vulkanismus umfasst somit nach VIDAL einen anisischen und einen ladinischen Anteil; nach HUCKRIEDE und MILLER ist er dagegen rein oberanisisch, was eine Korrelierung mit den Pietre Verdi der Buchensteiner Schichten, die zum grossen Teil als ladinisch eingestuft werden, erschwert.

Im Rätikon wurden die oberen Reiflinger Schichten (Daonellen-Schichten) von D. TRÜMPY (1916) auf Grund des Fundes eines *Protrachyceras reitzi* (BÖCKH.) MOJS. spec. am Nossnitz (vgl. S. 61) dem untersten Ladinian zugewiesen. Da sich die Fundstelle des heute verschollenen *Protrachyceras reitzi*, des einzigen bis anhin in der Reiflinger Fazies gefundenen Vertreters dieser Spezies, über dem charakteristischen partnachähnlichen Schieferband und über den Kristalltufflagen befindet, ist damit nur das tief-ladinische Alter der höheren Reiflinger Kalke nicht aber das genaue Alter des Schieferbandes und der Pietra Verde-Niveaux gesichert.

Zur Eruierung der Beziehung der Pietra Verde-Niveaux zur Anisian / Ladinian-Grenze und zur Festlegung der letzteren stehen uns im Rätikon - da es auch uns nicht gelungen ist, ein zweites Exemplar eines *Protrachyceras reitzi* beizubringen - die Angaben zur Verfügung, die sich auf Grund der wenigen Daonellen machen lassen, mehrheitlich aber auf den Leitwerten der Conodontenfauna beruhen.

Daonellen sind im Rätikon auch in den "Daonellen-Schichten" (obere Reiflinger Schichten) keineswegs so häufig, wie D. TRÜMPY (1916) angibt. Diese Feststellung hatten schon W. O. LEUTENEGGER (1928), J. VERDAM (1928) und alle späteren Bearbeiter des Rätikon immer wieder machen müssen.

Von den wenigen Exemplaren, die sich hauptsächlich als erheblich deformierte Abdrücke auf den von Tonhäuten überzogenen, höckerigen Schichtoberseiten von Knollenkalken direkt im Liegenden von gradierten Pietra Verde-Tufflagen befinden, sind zudem nur einzelne Stücke artlich zu bestimmen. * Der besterhaltene Abdruck fand sich direkt an der Basis der "forelligen", gradierten Pietra Verde-Lage des Profils Ganzaleita (Kristberg), vgl. Fig. 10. Das auf Photo 38 wiedergegebene Exemplar wurde als *Daonella* cf. *indica* (BITTN.) KITTL bestimmt. Ebenfalls als zur *Daonella* cf. *indica* gehörend erwiesen sich die Abdrücke aus dem Profil Tidrufe (vgl. Fig. 10).

Die stratigraphische Verbreitung der *Daonella indica* und der *Daonella* cf. *indica* wird im "Fossilium Catalogus, I: Animalia, Editus a, Pars 19, C. DIENER, Lamellibranchiata triadica", Berlin, 1923, folgendermassen angegeben: Himalaya, Ladinian - Carnian; Dinariden, Carnian; Bakony, Ladinian; Nördliche Kalkalpen, Ladinian. Ein Auftreten schon im Anisian ist bisher nicht bekannt. Die Annahme eines tiefladinischen Alters für die Fundniveaux unserer Daonellen (vgl. Fig. 10) ist somit bedeutend wahrscheinlicher als eine Zuweisung derselben zum obersten Anisian.

Detaillierte biostratigraphische Untersuchungen an Daonellen und über die Korrelierbarkeit derselben mit den Ammonitenzonen um die Anisian / Ladinian-Wende werden gegenwärtig von Herrn Dr. H. RIEBER in den Tessiner Kalkalpen (Monte San Giorgio) und in der Pufelser Schlucht (Südtirol) vorgenommen (vgl. H. RIEBER, 1965, 1967).

Aus etwa einhundert Proben von Reiflinger Kalken und Dolomiten vom Liegenden bis zum Hangenden der Pietra Verde-Horizonte konnten wir nach Auflösung in Monochloressigsäure und Abtrennen der Schwerefraktion aus letzterer eine recht ansehnliche Conodontenfauna gewinnen. Die Conodonten fanden sich ausschliesslich in typisch knolligen, dunkeln und pyritführenden Reiflinger Kalken mit einem P_2O_5 -Gehalt von 0,1 - 0,6%. ** In helleren, wenig knolligen Reiflinger Kalken, wie denjenigen des Profils Kulm, erhielten wir keine Conodontenausbeute, was insofern zu bedauern ist, als gerade das Profil Kulm das Standardprofil des Rätikon in bezug auf die Pietra Verde-Niveaux darstellt.

Die Conodontenfauna des Rätikon umfasst die nachstehend angeführten Arten: ***

* Die Bestimmung der Daonellen wurde uns in verdankenswerter Weise von Herrn Dr. H. RIEBER, Zürich, ausgeführt.

** Die Phosphatgehalte wurden uns freundlicherweise von Herrn Dr. H. ANDRESEN am Geographischen Institut der Universität Zürich kolorimetrisch bestimmt.

*** Für die Mithilfe bei der Bestimmung der Conodonten sprechen wir Herrn Dr. F. HIRSCH, Genf, unseren besten Dank aus.

Tabelle 2

Spezies	Leitwert	Bemerkungen
1) <u>Gondolella navicula</u> HUCKRIEDE	Anisian - Norian	begleitet nur <u>Gondolella navicula</u>
2) <u>Hindeodella triassica</u> MÜLLER	" "	begleitet nur <u>Gondolella navicula</u>
3) <u>Gladigondolella tethydis</u> (HUCKRIEDE)	Alleroberstes Anisian möglich, meistens aber Ladinian	
4) <u>Hindeodella petrae viridis</u> HUCKRIEDE	Ladinian	begleitet <u>Gladigondolella tethydis</u>
5) <u>Hindeodella multihamata</u> HUCKRIEDE	"	" "
6) <u>Lonchodina latidentata</u> TATGE	"	" "
7) <u>Lonchodina spengleri</u> HUCKRIEDE	"	" "
8) <u>Lonchodina venusta</u> HUCKRIEDE	"	" "
9) <u>Ozarkodina tortilis</u> TATGE	"	" "
10) <u>Ozarkodina saginata</u> HUCKRIEDE	"	" "
11) <u>Prioniodella pectiniformis</u> HUCKRIEDE	"	" "

Tabelle 3

Profil, Fundort	No. Niveau	Fauna	Alter
Rellstal	I Folge 4, S. 57.	3, 10, 8, 7, 5?, 4?	Unterstes Ladinian
Bürs	II Unterster Teil der Hornstein führenden Knollenkalke hinter dem letzten Haus auf der hangwärtigen Strassenseite am Dorfausgang nach Bürser- berg	1, 1	Oberes Anisian
Bürs	III Etwa 3 m im Hangenden von II	1, 3?	Oberstes Anisian
Bürs	IV 2 - 3 m im Hangenden von III	1, 1, 1, 1, 1, 1, 3	Oberstes Anisian bis unterstes Ladinian
Anmerkung: Pietra Verde-Lagen sind zwischen den Folgen II, III und IV und bis zur Ober- grenze des Anstehenden, etwa 1 m im Dach der Probeentnahme von IV nicht an- zutreffen, und es bestehen auch keine Anzeichen einer tektonischen Ausprägung von Tuffhorizonten.			
Rungelin	V Folge 8, S. 56	3, 3, 3, 3, 11, 7, 4, 8?, 5?	Unteres Ladinian
Schneiderstein	VI Ca. 15 m im Hangenden der Encrinitenbank, unter dem tiefsten Pietra Verde-Niveau, das in diesem Profil - wie auch alle übrigen Tufflagen - nicht mehr aufgeschlossen ist. Vergleichbar den Niveaux II und III von Bürs.	1, 1, 1, 1, 2	Oberes Anisian
Davennagruppe Koord. 785 700/220 150 südwestlich Relles	VII Reiflinger Knollenkalke etwa 1 m im Hangenden des cha- rakteristischen Schiefer- bandes.	1, 3, 8, 7, 6?	Unteres Ladinian
Kristberg (Ganzaleita)	VIII Basis der Reiflinger Kalke über dem charakteristischen Schieferband (vgl. Fig. 10, Profil Kristberg).	10	Unteres Ladinian
Böden - St. Anton	IX Knollenkalke aus demselben Niveau wie im Profil Krist- berg.	1, 9, 3	Unteres Ladinian

In Tabelle 3 sind die in Tabelle 2 angeführten Arten stückweise nach Profilen und mit Angabe der Niveaux der Probeentnahme zusammengestellt, und es wird das für die Gesamtf fauna der jeweiligen Lo-

kalitäten und Niveaux nach dem Leitwert der einzelnen Arten ermittelte Alter angegeben.

Bei der Auswertung der Ergebnisse aus dieser tabellarischen Zusammenstellung zeigt sich, dass die Anisian/Ladinian-Grenze wenige Meter im Liegenden des partnachartigen Schieferbandes der Pietra Verde-Niveaux und unterhalb der mächtigsten Tufflagen zu ziehen ist. Auf das Profil Kulm übertragen, ergibt dies eine Festlegung der Anisian/Ladinian-Grenze im obersten Teil der Folge 13 (vgl. Fig. 9 und 10). Die biostratigraphischen Ergebnisse der Conodontenfauna decken sich also völlig mit den Vermutungen, die wir aus der bekannten stratigraphischen Verbreitung der *Daonella* cf. *indica* über die Lage der Anisian/Ladinian-Grenze in unserem Gebiet geäußert haben (vgl. S. 68).

Der überwiegende Anteil aller Pietra Verde-Lagen muss somit ins unterste Ladinian gestellt werden, was sich etwa mit der Ansicht von F. HIRSCH (1966, p. 17) vereinbaren lässt und auch der Argumentation VIDALs nahek kommt. Die altersmässige Korrelierbarkeit der Pietre Verdi innerhalb der Nördlichen Kalkalpen scheint deshalb kaum mehr in Zweifel gezogen werden zu können und auch einer angenäherten chronologischen Korrelierung mit den südalpiner Pietre Verdi der Buchensteiner Schichten steht nichts im Wege.

PARTNACH-FORMATION

GESCHICHTLICHER ABRISS

Im Jahre 1858 bezeichnete C.W. von GÜMBEL in den Erläuterungen zur "Geognostischen Karte von Bayern" den "unteren Alpenkeuper" des Tonschieferkomplexes in der Partnachklamm südlich Garmisch-Partenkirchen auch als "Partnach- und St. Cassianer Schichten". F. von RICHTHOFEN (1859) übernahm den Terminus "Partnachschichten" zur Benennung der Tonschiefer und Mergel zwischen dem "Virgloria-kalk" und dem "Arlbergkalk" Vorarlbergs. In der "Geognostischen Beschreibung des bayerischen Alpengebirges" (1861) versuchte GÜMBEL die "Partnachschichten" zu gliedern und faunistisch abzugrenzen. Die "Partnachschichten" (p. 215 f.) beginnen demnach mit einer Wechsellagerung von Schiefern und Muschelkalkbänken, welche *Daonella parthanensis* SCHAFFH. enthalten und endigen an der Basis von Sandsteinen mit *Halobia rugosa* und Pflanzenresten, die die Cardita-Schichten einleiten. E. von MOJSISOVICS (1874, p. 110) schränkte dann die Partnach-Schichten der Typuslokalität dahingehend ein, dass er die Wechsellagerungen der Basis, die in ihrem Habitus den Daonellen-Schichten (vgl. S. 61) entsprechen, noch zum Muschelkalk rechnete.

MOJSISOVICS (1874, p. 112) erkannte auch den seitlichen Faziesübergang von Partnach-Schiefern in Wetterstein-Kalk und wies nach, dass an der Typuslokalität die Partnach-Schichten den gesamten Wetterstein-Kalk vertreten. Die Erkenntnis dieses Fazieswechsels und die oft nachweisbare Altersgleichheit von Kalken und Schiefern führte nun aber unglücklicherweise bald dazu, dass die Partnach-Schichten nicht nur als lithostratigraphische Einheit betrachtet wurden, sondern dass auch Karbonatgesteine, oft sogar solche mit deutlichen Riffstrukturen wie Grosseoolithen, als Partnach-Schichten bzw. Partnach-Kalke bezeichnet wurden. Grosseoolithe aus "Partnachkalken" beschreibt u. a. R. von KLEBELSBERG (1935, p. 47). Noch weiter in der Strapazierung des Begriffes "Partnach-Schichten" ging A. TOLLMANN, indem er ihn auf über sog. Wetterstein-Kalken folgende Karbonatgesteine im Unterostalpin der Radstädter Tauern anwandte. C.W. von GÜMBEL (1888), E. BÖSE (1896) und W. SCHILLER (1903) übertrugen den Namen "Partnach-Schichten" auf plattige, schwarze mergelige Kalke an der Grenze zwischen Muschelkalk und Arlberg- bzw. Wetterstein-Dolomit in den Unterengadiner Dolomiten (Val d'Uina und Val Triazza).

Im Rätikon hatte schon Arnold ESCHER von der LINTH (1853) die nachmaligen Partnach-Schichten beschrieben, ohne ihnen aber einen Lokalnamen zu geben. Die Namengebung blieb, wie oben erwähnt wurde, F. von RICHTHOFEN (1859) vorbehalten. T.G. SKUPHOS (1893) rechnete die ganze von RICHTHOFEN als "Arlbergkalk" (vgl. S. 74) ausgeschiedene Gesteinsfolge noch zu den Partnach-Schichten und bestand auf einer Abschaffung des Terminus "Arlbergkalk", was einem bedeutenden Rückschritt gegenüber RICHTHOFENS klarer Unterteilung in verschiedenartige lithostratigraphische Einheiten gleichkam.

Als "Partnach-Schiefer" wurden im Rätikon ganz allgemein die Siltschiefer und Mergel, also rein lithologische Termini, bezeichnet. Daneben wurde der Begriff "Partnach-Schiefer" aber auch als teilweises Synonym zu "Partnach-Schichten", also im lithostratigraphischen Sinne, gebraucht. Als "Partnach-Schichten" wurde meistens die Gesteinsfolge ausgeschieden, in der die Siltschiefer und Mergel stark überwiegen (LEUTENEGGER, 1928; R. BLASER, 1952), doch wurden hie und da auch die Daonellen-Schichten und die Wechsellagerungen mit Kalken der Arlberg-Formation zu den "Partnach-Schichten" gezählt (J. GUBLER, 1927; H. SCHAETTI, 1951). Auf der geologischen Karte des Rätikon wurde schliesslich sogar teilweise versucht, die Schiefer und Mergel im lithologischen Sinne zu erfassen, was in der Auskartierung der mit Kalkbänken der Unteren Arlberg-Schichten wechsellagernden Schieferbänder zum Ausdruck kommt.

DEFINITION UND BEGRENZUNG DER PARTNACH-FORMATION

Die zur Hauptsache aus Schiefern und Mergeln bestehende Schichtfolge über dem Alpenen Muschelkalk wird zufolge ihrer regionalen faziellen Bedeutung und ihrer Mächtigkeit definiert als lithostratigraphische Einheit im Range einer Formation.

Die Liegendgrenze der Partnach-Formation ist festgelegt durch die Hangendgrenze des Alpenen Muschelkalkes bzw. der Reiflinger Schichten (vgl. S. 50). Im Bereich der Phyllitgneiszone und der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone, wo die Partnach-Formation wegen des Fehlens der Reiflinger Schichten im Liegenden an die Gutensteiner Schichten grenzt, beginnt diese über der höchsten Bankfolge aus Gutensteiner Kalken.

Die Hangendgrenze der Partnach-Formation wird an die Basis der untersten Bankfolge von dunkeln, hell anwitternden, feinkörnigen Kalken, wie sie für die Arlberg-Formation typisch sind, gelegt. Auf eine gewisse Problematik des Erkennens dieser Bankfolge wird bei der Behandlung der Unteren Arlberg-Schichten (vgl. S. 75) noch eingegangen werden. Alle partnachartigen Schiefer und Mergel, die über dieser untersten Bankfolge noch mit weiteren Kalkfolgen wechsellagern können, sollen nicht mehr zur Partnach-Formation gehören.

DEFINITION DES BEGRIFFES "PARTNACH-KALK"

Innerhalb der auf obige Weise begrenzten Partnach-Formation treten oft zwei bis drei geringmächtige, aber über grosse Distanzen durchziehende Kalkbänke auf. Für diese Kalkbänke soll der Name "Partnach-Kalk" vorbehalten bleiben, während er für alle Karbonatgesteine, die einer seitlichen Vertretung des unteren oder oberen Teiles der Partnach-Formation entsprechen, abgelehnt wird.

GLIEDERUNG

In den Schuppen 1 - 7 wird der Schieferkomplex der Partnach-Formation meist von den durchziehenden Partnach-Kalkbänken unterteilt, die je 1 - 3 m mächtig sind und von Profil zu Profil miteinander korreliert werden können. Infolge ihres - im Vergleich zu den Schiefern - spröden Verhaltens können sie teilweise zu Boudins zerrissen sein.

Der gegenseitige Abstand der einzelnen Partnach-Kalkfolgen sowie die Abstände der unteren und oberen Kalkfolge zur Liegend- und Hangendgrenze der Partnach-Formation sind variabel, was mehrheitlich auf tektonisch bedingten Mächtigkeitsunterschieden der dazwischenliegenden Schieferpakete beruht.

Drei Partnach-Kalkfolgen wurden festgestellt: am ganzen Grat zwischen dem Kulm und Bargella, am Schönberg (Vorder Valorsch), am Amatschonjoch und in den Setscher Freschen, am Rellstalhang und in der Frescalot-Kette. Am Gorvion-Westgrat wurden nur zwei Partnach-Kalkfolgen festgestellt; doch verläuft ca. 1 m unter der Obergrenze der Partnach-Formation noch ein drittes, etwa 50 cm mächtiges, durchziehendes Bänkchen bestehend aus völlig homogenem, dichtem Kalk (vgl. Profil Gorvion, S. 76). In den Profilen vom Schneiderstein, von Bürs und vom Rungelin liessen sich die Partnach-Kalkbänke wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse in der Partnach-Formation nicht nachweisen. Ihre Existenz ist jedoch wahrscheinlich, da sie sowohl in der westlichen Fortsetzung der Fundelkopf-Alpila-Schuppe, am Schönberg, als auch im Klostertal (F. HIRSCH, 1966) auftreten. In der Davennagruppe konnten bei durchwegs ungünstigen Aufschlüssen ebenfalls keine Partnach-Kalke beobachtet werden. Dasselbe gilt auch für den Kristakopf.

Im Profil des Hubel ist die Partnach-Formation tektonisch stark gequält und weist teilweise sowohl im Hangenden wie im Liegenden einen tektonisch diskordanten Kontakt auf. Die einzige am Hubel und zwischen Weiherböden (P. 2011) und dem Gritscher Grat auftretende Partnach-Kalkfolge besteht aus der von D. TRÜMPY (1916, p. 146) und H. SCHAETTI (1951, p. 64) beschriebenen Lumachelle mit unbestimmten Bivalvenabdrücken (Gervillien?). Am Grat von der Tälhöhe zum Hubel steht die Lumachelle nur 3 - 5 m im Liegenden des tektonischen Kontaktes der Partnach-Formation zur Arlberg-Formation an (vgl. Photo 39).

Neben den Partnach-Kalken haben auch die gelbbraun umkrusteten, bis 20 cm grossen Kalklinsen eine gewisse Bedeutung für die Gliederung der Partnach-Formation, da diese Linsen fast ausschliesslich nur über der obersten Partnach-Kalkbank auftreten. Vor allem auf die tieferen Lagen der Partnach-Formation beschränkt sich dagegen die Bactryllien. Ein sehr reiches Bactryllien-Vorkommen fanden wir oberhalb der Bazora Alp westlich des Weges auf den Gurtis-Spitz direkt über der Untergrenze der Partnach-Formation.

In den Mulden der Phyllitgneiszone und in der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone, wo die Partnach-Formation überall nachweisbar ist, aber weit weniger markant in Erscheinung tritt als in den Schuppen 1 - 7, ist keine Gliederung des Schieferkomplexes, der tektonisch immer stark beansprucht worden ist, mehr möglich.

MÄCHTIGKEIT

Die heute vorliegenden Mächtigkeiten der Partnach-Formation sind wohl weniger primär stratigraphischen als vielmehr sekundär tektonischen Faktoren zuzuschreiben.

Die grössten, möglicherweise auch primär stratigraphisch bedingten Mächtigkeitsunterschiede werden zwischen dem Bereich der Arlberg-Riffazies und deren Umgebung in der Drei Schwestern-Schuppe verzeichnet. Der kaum 30 m mächtigen Partnach-Formation in der Tidirüfe (Riffbereich) stehen im Profil Alpila 120 m durch Kalkbänke unterteilte Partnach-Schiefer gegenüber.

Im übrigen betragen die Mächtigkeiten in den Schuppen 1-7: 70 m am Hubel (tektonische Reduktion!), 70-80 m am Gorvion (tektonische Reduktion ebenfalls wahrscheinlich), 120-140 m am Amatschonjoch, 170-180 m in den Profilen Schneiderstein und Bürs, 100-120 m im Rellstal, 100-120 m in der Davennagruppe und 120-150 m in der Frescalot-Kristakopf-Schuppe. Im Profil von Ganzaleita (Kristberg) ist auch die Partnach-Formation, wie schon der gesamte Alpine Muschelkalk, mit 40-50 m äusserst geringmächtig.

In den Mulden der Phyllitgneiszone wurden Mächtigkeiten von wenigen Metern bis maximal 20 m festgestellt. Für diese geringen Mächtigkeiten darf mit grosser Wahrscheinlichkeit eine erhebliche tektonische Reduktion vorausgesetzt werden. Im Profil Wildbad an der Tschaggunsener Mittagsspitze sind 80-100 m Partnach-Schiefer aufgeschlossen, die nach Westen aber rasch ausdünnen. In den Schuppen der Saloniengruppe ist die Partnach-Formation nur im Kilkatobel etwa 100 m mächtig, während sie in allen anderen Aufschlüssen fast vollständig ausgequetscht wurde.

FAZIES UND SEDIMENTATIONSBEDINGUNGEN

Die Partnach-Schiefer und -Mergel (Mikrofazies Pa)

In der Partnach-Formation gelangt die Schieferfazies, die in den Daonellen-Schichten in Wechsellaagerung mit Reiflinger Kalken allmählich eingesetzt hat, zur unumschränkten Dominanz. Die Partnach-Kalkfazies (Partnach-Kalke) tritt mengenmässig im Vergleich mit den klastischen Ablagerungen ganz zurück.

Die Partnach-Schiefer werden beschrieben als bräunliche bis schwärzliche, mehr oder weniger harte, mehrheitlich kalkarme Schiefer, die häufig zu spitzen Griffeln zerfallen.

Die Härte der Partnach-Schiefer und damit ihre Eigenschaft griffelig zu zerfallen hängen von der tektonischen Beanspruchung und vom Karbonatgehalt ab. Die bräunlichen, karbonatreicheren Partnach-Schiefer sind meist ziemlich mürbe und zerfallen nicht zu stechenden Griffeln sondern zu feinen, zerreibbaren Blättchen. Der Karbonatgehalt nimmt von unten nach oben allmählich zu. Die tieferen Teile des Partnach-Schieferkomplexes haben Karbonatgehalte von 0-5% und sind als siltige Tonschiefer anzusprechen, während die höheren Partien mit einem Karbonatgehalt von bis zu 40%, bei welchem der Dolomit gegenüber dem Kalzit oft vorherrscht, als Mergel zu bezeichnen sind. Die Zunahme des Karbonatgehaltes im oberen Teil des Schieferkomplexes gibt sich auch durch die bis 20 cm grossen, hell bräunlichgelb anwitternden, mergeligen und dolomitischen Kalklinsen (vgl. S. 71) zu erkennen, die mit ihrer Längsachse immer in der Schichtungsebene eingeregelt sind, was zur Einmessung der letzteren bei einem ausgeprägten, störenden Clivage von Nutzen sein kann.

Genetisch sind die Kalklinsen als synsedimentäre bis frühdiagenetische unreine Kalkkonkretionen zu betrachten, die zu einem frühen Zeitpunkt zusammen mit den umgebenden Partnach-Mergeln teilweise dolomitisiert wurden (vgl. S. 83).

Der Grad der Tektonisierung der Partnach-Schiefer ist weitaus am grössten in den Mulden der Phyllitgneiszone und an der Tschaggunsener Mittagsspitze. Hier sind die sehr harten Partnach-Schiefer von einem intensiven, weissen, kalzitischen Aderwerk durchzogen, das im Handstückbereich bis über 50% des Gesteinsvolumens beanspruchen kann.

Im Dünnschliff von Partnach-Mergeln beobachtet man einen feinkörnigen bis dichten Karbonatanteil, der ziemlich gleichmässig vermengt ist mit dem kryptokristallinen, nicht auflösbaren pelitischen Anteil. Ebenfalls gleichmässig verteilt, aber eher spärlich, sind 10-20 Mikron grosse, detritische Quarzkörner. Hie und da werden auch authigene Serizitschüppchen beobachtet. Die Quarzkörner haben sich durch authigene Anlagerung von Kieselsäure teilweise zu idiotopen Kristallen ergänzt. An organogenem Detritus werden vereinzelte, schlecht erhaltene, lagenidenähnliche Foraminiferen und bis 100 Mikron grosse Molluskenschalenrümmer beobachtet. Auch Calcisphären mit dem charakteristischen Auslöschungskreuz werden ab und zu festgestellt.

Zur Genese der Partnach-Klastika

Ueber die Genese der mächtigen Partnach-Schieferkomplexe ist bis heute erst wenig bekannt geworden, und es ist insbesondere noch ungeklärt, inwieweit vulkanische Ereignisse, die altersmässig etwa ver-

gleichbar wären dem Andesit von Lech oder dem südalpinen Vulkanismus der Wengener Schichten, materialmässig in den Partnach-Klastika vertreten sind, oder inwieweit sie für das Ausbleiben weiterer Kalkfällung zufolge hoher CO_2 -Partialdrucke verantwortlich sind.

Eine Beteiligung vulkanischen Materials an den Partnach-Schiefern wurde von H. VIDAL (1953) angenommen. Nach ihm sind die klastischen Sedimente als zusammengeschwemmte Tuff- und Kalkschlamm-massen aufzufassen. Auch G. MUTSCHLECHNER (1947) und F. HIRSCH (1966) nehmen vulkanische Einflüsse auf den Sedimentationsraum der Partnach-Formation an und konnten diese – allerdings in beschränktem Umfange – am Trittwangkopf mit einer ca. 20 cm mächtigen Einlagerung eines Sandsteins mit Plagioklas- und Biotiteinsprenglingen, die als vulkanisch gedeutet werden, nachweisen.

Ein infolge vulkanischer Tätigkeit erhöhter CO_2 -Gehalt des Meerwassers erklärt zwar die Unterbindung der Kalkfällung nicht aber die Genese der klastischen Ablagerungen, sofern diese nicht als sub-aquatischen Eruptionszentren entstammende oder auch von landfesten Gebieten eingeschwemmte Tuff- oder Tuffitmassen betrachtet werden. Ueber die Lage allfälliger landfester Bereiche zur Zeit der Ablagerung der Partnach-Formation kann nur wenig ausgesagt werden, da die Schüttungsrichtung der Partnach-Klastika nur in einzelnen Gebieten als mehr oder weniger bekannt gelten kann. Es sind dies Gebiete in den Klippen der Lechtal-Decke nahe dem Kalkalpennordrand, von wo E. KRAUS (1951, p. 157) und andere Autoren Einlagerungen feiner Quarzglimmersandsteine mit Pflanzenhäckseln beschreiben und als Anzeichen für eine Einschwemmung des klastischen Materials von Norden deuten.

Die Partnach-Kalke (Mikrofazies Re 2, Re 3 bis A 1)

Makro- und mikrofaziell vermitteln die Partnach-Kalke, wie schon F. HIRSCH (1966, p. 24) feststellt, zwischen der Fazies der höheren Reiflinger Kalke und derjenigen der Kalke der Unteren Arlberg-Schichten. In der tiefsten Partnach-Kalkbank können die knolligen Kalke der Mikrofazies Re 3 noch ebenso typisch ausgebildet sein, wie in den oberen Reiflinger Schichten; sie enthalten aber niemals Hornsteinknauer. Im Dünnschliff beobachtet man zahlreiche dünnwandige Muschelschälchen, Filamente und Radiolarien (vgl. S. 62). Schon innerhalb der Dünnschlifffläche kann man weiterhin feststellen, dass die Filamente und Muschelschälchen teils stark konzentriert und schichtparallel eingeregelt sind, was für Mangelsedimentation spricht, teils weniger zahlreich sind und in beliebiger Lage eingebettet wurden, was auf einen mässigen Kalkabsatz zur Zeit der Einbettung der Mikroreste schliessen lässt.

Eine Zwischenstellung (Re 3 – A 1) nehmen die höheren Partnach-Kalkbänke ein. Sie sind immer noch leicht knollig, wittern bräunlich an und haben eine dunkle, feinkörnige, leicht muschelige Bruchfläche. Unter dem Mikroskop beobachtet man einen z. T. stark onkolithischen Dymikrit bis Biodysmikrit. Bei dichten, länglichen Kalkgebilden von einigen Zehntelsmillimetern Durchmesser und 1 bis 2 Millimetern Länge könnte es sich um Schnitte durch kleine Wühlgänge handeln. An organogenem Detritus kommen Echinodermentrümmern, Molluskenschalen-Bruchstücke, Filamente und einzelne Foraminiferen vor (vgl. Photo 23).

Eine besondere Mikrofazies wird durch das 50 cm mächtige Kalkbänkchen im Dach der Partnach-Formation am Gorfion (vgl. S. 76) repräsentiert. Es besteht aus einem dunkeln, absolut homogenen, dichten Kalk mit vereinzelt Kalzitäderchen. Dieser Kalk ist bedeutend dichter und gleichkörniger als derjenige der Mikrofazies A 1.

Die durchziehenden Partnach-Kalkbänke mit einer grossen regionalen Verbreitung vom Westende der Nördlichen Kalkalpen bis in die Gegend um Innsbruck, zu den Kalkkögeln (M. SARNTHEIN, 1965) und zum Triasstreifen südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (H. PIRKL, 1961) belegen bedeutende Unterbrüche in der klastischen Sedimentation. Dass diese Unterbrüche im ganzen Gebiet, über das sich die Partnach-Kalkbänke korrelieren lassen, jeweils gleichzeitig erfolgten, ist wegen des Fehlens jeglicher Verzahnung von Partnach-Kalken mit Partnach-Schiefern nicht unwahrscheinlich.

ARLBERG-FORMATION

GESCHICHTLICHER ABRISS

Mit der für den oberen Teil der Mittleren Trias von Vorarlberg und dem westlichen Nordtirol geschaffenen Bezeichnung "Arlbergkalk" wollte F. von RICHTHOFEN (1859) andeuten, dass die unter diesen Begriff fallenden Kalke am Arlbergpass besonders gut entwickelt seien, doch bezog er sich für das Typusprofil des "Arlbergkalkes" auf das Kratzer Joch (= Klamperschrofen, bei J. VERDAM: Klamperer Schroffen). Zu seinem Arlbergkalk rechnete RICHTHOFEN den gesamten Schichtstoss über dem Hauptkomplex der Partnach-Schiefer bis hinauf zu den Raibler Gipsen. Daher kommt es, dass im Typusprofil des "Arlbergkalkes" insbesondere Schichtfolgen aufgeschlossen sind, die heute zur Raibler-Formation gezählt werden müssen und schon von D. TRÜMPY (1916) und J. VERDAM (1928) dieser zugeordnet wurden. Die heute allgemein als die typischen sog. "Arlberg-Kalke" angesehenen Abfolgen (Mikrofazies A 1 und A 2) sind dagegen am Kratzer Joch nur sehr dürftig aufgeschlossen und stehen zur Hauptsache in den Wänden nördlich von Schwarzkopf und Garselliköpfe (500 m nördlich des Klamperschrofens) an.

Die von RICHTHOFEN vorgeschlagene Hangendgrenze des "Arlbergkalkes" wurde auch von E. von MOJSISOVICS (1873) beibehalten, der demzufolge die basale Raibler Sandsteinfolge als unbedeutende Einlagerung von Sandsteinen im Arlberg-Kalk erwähnt. Wegen dieser ursprünglichen Hangendgrenze des "Arlbergkalkes" ist es heute auch kaum noch möglich, abzuschätzen, ob die Lüner Schichten (Typuslokalität am Lünersee), aus denen THEOBALD (1864) fossilreiche Bänke zitiert und diese mit den Cardita-Schichten vergleicht, nur Schalentrümmer enthaltende Kalkbänke der heutigen Raibler-Formation umfassen oder ob darunter auch noch die Lumachellen ähnlichen Horizonte in der Arlberg-Formation (Mikrofazies A 2) fallen.

S. von WÖHRMANN (1893) propagierte die Annahme der Sandsteinfolge als Basis der "Raibler Schichten" und damit als Hangendgrenze für die heutige Arlberg-Formation. Diesem Vorschlag wurde ab 1900 im ganzen Bereich der Nördlichen Kalkalpen mehr oder weniger nachgelebt. Im Rätikon ist erst auf der neuen geologischen Karte wieder von dieser Regel abgewichen worden, indem nicht die Sandsteinfolge konsequent als Basis der Raibler-Formation angenommen wird, sondern auch verschiedene rauhwackenartige Bildungen im Liegenden des Sandsteins.

Etwelche Schwierigkeiten bereitete neben der Hangendgrenze auch immer wieder die Festlegung der Liegendgrenze der Arlberg-Formation (-Schichten), war diese doch abhängig von der auf S. 70 erläuterten Problematik über die Begrenzung der Partnach-Formation (-Schichten) im Bereich der Wechsellagerungen von Schieferbändern mit Kalkbänken.

Die seitliche Korrelation der Arlberg-Formation mit der Wetterstein-Formation und der beiden ersteren mit der Partnach-Formation ist bereits das Verdienst RICHTHOFENS, das nur von MOJSISOVICS lange verkannt wurde, der den "Arlbergkalk" über den "Wettersteinkalk" stellen wollte, da er in jenem ein Äquivalent der Cardita-Schichten sah.

DEFINITION UND BEGRENZUNG DER ARLBERG-FORMATION

Keine andere Unterteilung der Mittleren Trias der Nördlichen Kalkalpen ist von Anfang an so eindeutig als lithostratigraphische Einheit definiert gewesen wie der "Arlbergkalk" RICHTHOFENS. Durch die Anerkennung des seitlichen Faziesüberganges in Partnach-Schiefer und Wetterstein-Kalke hatte RICHTHOFEN keine Zweifel über den Charakter seines "Arlbergkalkes" offengelassen. Die Ersetzung der Bezeichnung "Arlbergkalk" oder "Arlberg-Schichten" durch die Arlberg-Formation ist daher lediglich eine Nomenklaturfrage.

Die Liegendgrenze der Arlberg-Formation fällt zusammen mit der Untergrenze der Unteren Arlberg-Schichten und wird bei deren Behandlung eingehender zur Sprache kommen.

Die Hangendgrenze der Arlberg-Formation ist die Basis der Raibler Sandsteinfolge und gleichbedeutend mit der Obergrenze der Oberen Arlberg-Schichten.

DIE UNTERTEILUNG DER ARLBERG-FORMATION IM RÄTIKON

Eine erste fazielle Unterteilung der "Arlberg-Schichten" in einen "Arlbergkalk" und einen "Arlbergdolomit" wurde von D. TRÜMPY (1916) vorgenommen.

F. HIRSCH (1966) teilte die Arlberg-Formation in den "Calcaire d'Arlberg", die "Dolomie d'Arlberg" und die "Couches d'Arlberg supérieures" ein, denen er etwa die Bedeutung von Formationsgliedern (Membres) zukommen lässt. Kartierungsmässig ausscheidbar sind von diesen drei Unterteilungen in unserem Gebiet aber nur die "couches d'Arlberg supérieures". Zudem geht aus den Ausführungen von HIRSCH zu wenig klar hervor, wie die Abgrenzungen seiner beiden tieferen Formationsglieder zueinander zu erfolgen haben. Die Charakterisierung von Formationsgliedern allein mit ausgewählten Mikro-

faziestypen scheint uns in diesem Falle m.E. nicht ausreichend zu sein.

Unsere Unterteilung der Arlberg-Formation umfasst drei Formationsglieder, die sich durch markante fazielle Unterschiede auszeichnen. Ihre Grenzen sind im Felde ohne weitere Hilfsmittel erfassbar und eignen sich deshalb für kartierungsmässige Unterteilungen der Arlberg-Formation. Da die Aufschlussverhältnisse aber nicht für die Aufstellung von Typusprofilen genügten, musste auf die Einführung von Lokalnamen für die neugeschaffenen Unterteilungen der Arlberg-Formation vorderhand verzichtet werden, und es sollen diese einzig als Untere, Mittlere und Obere Arlberg-Schichten bezeichnet werden.

Die von uns vorgenommene Dreiteilung der Arlberg-Formation lässt sich im Rätikon, der Davenna-Gruppe und auch im Klostertal durchführen und dürfte sich nahezu auf das ganze Verbreitungsgebiet der Arlberg-Formation ausdehnen lassen. Nur am Westende des Rätikon, wo die Arlberg-Formation teilweise oder mehrheitlich in Riffazies vorliegt, und in den Mulden der Phyllitgneiszone sowie in der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone ist eine Unterteilung der Arlberg-Formation nicht möglich.

UNTERE ARLBERG-SCHICHTEN

DEFINITION UND BEGRENZUNG

Die Wechsellagerungen von partnachartigen Schieferbändern und Kalkbankfolgen sind im Rätikon gegenüber anderen kalkalpinen Bereichen besonders ausgeprägt, was schon F. von RICHTHOFEN (1859) aufgefallen war, der eine generelle Zunahme dieser Wechsellagerungen von Tirol ins Vorarlbergische beschrieb. Wo die Wechsellagerungen in grösserer Zahl und Mächtigkeit auftreten, bilden sie, bedingt durch die verschiedene Verwitterungsresistenz der Kalkbankfolgen und der Schieferbänder, charakteristische Geländeformen, die im Rätikon als "Freschen" (Setscher Freschen, Lohnfreschen) bezeichnet werden.

Wegen dieser eindrucklichen Ausbildungsformen und der den Wechsellagerungen unserer Ansicht nach zukommenden faziellen Bedeutung (vgl. S. 84) halten wir es für zweckmässig, für diese Wechsellagerungen einen besonderen lithostratigraphischen Terminus im Range eines Formationsgliedes einzuführen, das die kartierungsmässige Ausscheidung ermöglicht, so dass schon das Kartenbild über Umfang und Verbreitung der Wechsellagerungen Aufschluss geben kann. Durch die Einführung des Terminus der Unteren Arlberg-Schichten wird auch das alte Dilemma behoben, aus dem heraus die Wechsellagerungen bald den "Partnach-Schichten" und bald den "Arlberg-Schichten" zugerechnet wurden.

Die Liegendgrenze der Unteren Arlberg-Schichten und damit auch diejenige der Arlberg-Formation wird an die Basis der tiefsten Kalkbankfolge, bestehend aus dunkeln, hell anwitternden, feinkörnigen Kalken, sog. "Arlberg-Kalke" (Mikrofazies A 1), gelegt. Dabei können insofern einige Schwierigkeiten auftreten, als die höheren Partnach-Kalkbänke mikrofaziell kaum von Kalken der Unteren Arlberg-Schichten unterscheidbar sind. Makrofaziell unterscheiden sich die Kalke derjenigen Bankfolge, die als Basis den Unteren Arlberg-Schichten angenommen wird, aber meist durch ihre Mächtigkeit, ihr eher massiges Aussehen und die helle Anwitterungsfarbe von den Partnachkalkbänken. Zudem ist die Mächtigkeit der Klastika zwischen der höchsten Partnach-Kalkbank und der tiefsten Kalkbankfolge der Unteren Arlberg-Schichten in der Regel merklich grösser als die Mächtigkeit des partnachartigen Schieferbandes zwischen der tiefsten und der nächsthöheren Kalkbankfolge der Unteren Arlberg-Schichten.

Im Hangenden sind die Unteren Arlberg-Schichten durch das höchste Band von Mergelschiefern, vom lithologischen Charakter der Partnach-Schiefer, begrenzt, über dem die geschlossene Bankfolge der Mittleren Arlberg-Schichten einsetzt.

PROFILBESCHREIBUNGEN

Profil Alpila (Drei Schwestern-Schuppe)

Das Profil liegt in der höchsten Teilschuppe der Drei Schwestern-Schuppe (Schuppe 4 nach R. BLASER, 1952) in einer Erosionsrinne südlich "Alpila" (Koord. 760 000 / 225 750 bis Koord. 760 080 / 225 750).

Ueber der Partnach-Formation folgen hier die Unteren Arlberg-Schichten mit:

1. 2 m Aus zwei gleichmächtigen Bänken bestehende, in Bruch und Anwitterung graue, reichgeäderte, feinkörnige Kalke, die schon im Anschliff bei Lupenvergrösserung eine deutlich grunitische Struktur erkennen lassen.
2. 2 m Kalke wie Folge 1, jedoch dünngeschichtet und mit z.T. welligen Schichtflächen.
3. 10 - 12 m Schiefer vom Partnach-Typus mit vielen bis 30 cm langen, flachovalen Kalklinsen.
4. 6 - 7 m Feinbankige bis mittelbankige, dunkelgrau anwitternde, im Bruch dunkle, reichgeäderte Kalke, die von zahlreichen Stylolithen durchzogen sind. Die Stylolithe sind älter als die weissen Kalzitadern.

Im Dünnschliff beobachtet man in einer grunitischen Grundmasse kleine Filamente und unbestimmbare, rekristallisierte Foraminiferen (*Dentalina* sp.) sowie von spätigem Kalk erfüllte spitzovale Gebilde, die allenfalls als Ostracodenreste zu deuten sind. Zwischen den einzelnen Schichtchen der soeben beschriebenen Kalke schalten sich nun noch etliche, je 5 bis 7 cm mächtige, plattige, im Bruch dunkle und graubraun anwitternde, dolomitische Mergelkalke ein. Diese gehen ohne Schichtfuge durch allmähliche Zunahme des pelitischen Materials aus der liegenden Kalkschicht hervor, während ihre Hangendgrenze immer eine ausgeprägte Schichtfuge ist, die möglicherweise eine Zeitspanne der Omission und Subsolution zum Ausdruck bringt.

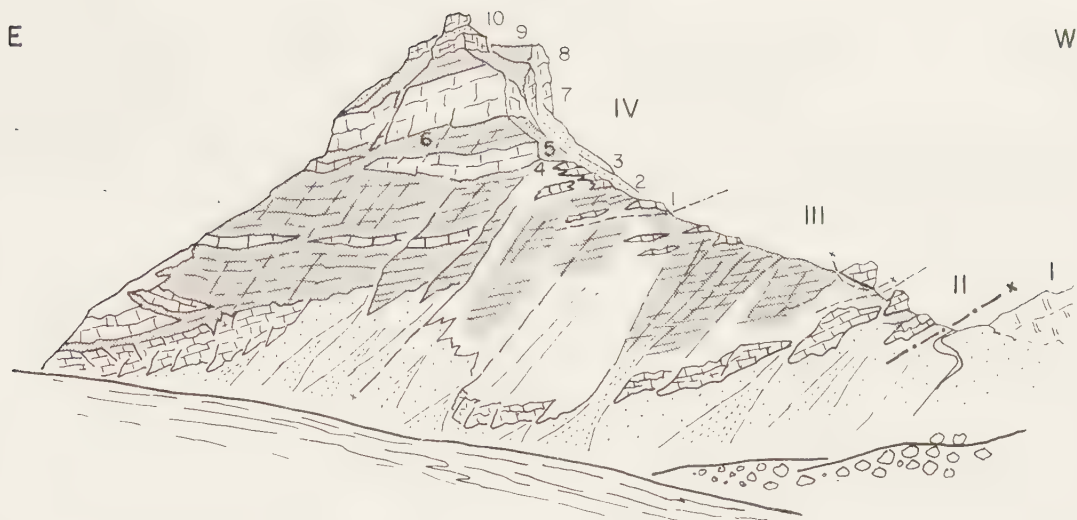
5. 7 - 8 m Mergel, die mit verdünnter Salzsäure ziemlich stark reagieren. Sie führen keine Kalklinsen mehr.
6. 4 - 5 m Feinbankige bis mittelbankige, graubeige anwitternde, dichte Kalke mit dunkelbraunen Mergellagen in den Schichtfugen; ähnlich wie bei Folge 4. Die Zwischenlagen sind aber noch tonreicher, bedeutend mürber und zerfallen feinblättrig.
7. 5 - 6 m Grobbankige bis massige, graubeige anwitternde, im Bruch graue, feinkörnige Kalke mit einzelnen weissen, dünnen Kalzitadern, die von Stylolithen mit beidseitigen bräunlichen Entkalkungssäumen gekappt werden.
Unter dem Mikroskop sehen wir eine grunitische und dysmikritische Grundmasse mit spätig rekristallisierten Phantomen von Fossiltrümmern und einigen noch erkennbaren Echinodermenspäten.
8. 4 m Griffelig zerfallende Schiefer.
9. 25 + x m Mittlere Arlberg-Schichten, eingeleitet von grobbankigen, schmutzig gelbgrau anwitternden, reichgeäderten, feinkörnigen Kalken mit vielen Stylolithen.
Das Dünnschliffbild ergibt eine feinkrümelige Grundmasse mit unregelmässig begrenzten, groben Dolomitspataggregaten und kleineren, oft idiotopen Dolomiteinkristallen. Mit den sekundären Dolomitierungen ist immer Limonitanreicherung verbunden.
In die Kalke sind im untersten Teil der Folge noch mehrere 50 cm bis 1 m mächtige Horizontale aus gelblich anwitternden, harten Kalkschiefern eingeschaltet (nicht mehr mit Partnach-Schiefern zu vergleichen!).

Profil Gorvion (Gorvion-Schuppe)

Am Westgrat des Gorvion ist neben den höheren Reiflinger Schichten und der Partnach-Formation auch ein durchgehendes Profil der Unteren Arlberg-Schichten aufgeschlossen, dessen Lage aus der Ansichtsskizze des Gorvion (Fig. 13) zu ersehen ist.

Das Profil beginnt über dem auf S. 71 erwähnten 50 cm mächtigen Kalkbänkchen und den 1 m dicken dunkeln Partnach-Schiefern, die beide noch zur Partnach-Formation gerechnet werden.

1. 4 - 5 m Grobbankige, schmutzig gelbgrau anwitternde, im Bruch graue, feinkörnige bis körnige Kalke mit reicher, weisser Kalzitädern.
Im Dünnschliff bietet sich ein kompliziertes Bild einer verschieden stark rekristallisierten, ursprünglich grunitischen Grundmasse, die z. T. auch beträchtlich dolomitisiert ist in Form von losen Anhäufungen meist idiotoper Dolomiteinzelspäte.
An biogenem Detritus enthält der Kalk 1 bis 3% silifizierte, kleine und unbestimmbare Gastropoden und Bruchstücke von Seeigelstacheln.
Die skizzierten körnigen Kalke gehen nach etwa 2 m mit undeutlicher Grenze über in eher dickbankige, grobbröckelig und splitterig brechende, leicht kavernöse dolomitische Kalke. In diesen Kalken, die im Dünnschliff ebenfalls ein kompliziertes Rekristallisationsgefüge aufweisen, fehlen Silifizierungen und Fossilreste.
2. 10 - 15 m Dunkle, griffelige Schiefer.
3. 15 - 20 m Grobbankige, hellgrau anwitternde, im Bruch dunkelgraue, feinkörnige Kalke mit vielen weissen Kalzitadern und Stylolithen, die sämtliche Adern versetzen.
Mikrofaziestypus A 1, vgl. Photo 24. Ueber die ganze Mächtigkeit der Bankfolge sind in die Kalke rauh anwitternde, bis mehrere Meter lange, ovale Dolomitlinsen eingeschaltet. Es ist dies der Habitus von Dolomitisierung wie wir ihn schon von den Reiflinger Schichten des Profils Hubel (S. 53-55) kennen.
Unter dem Mikroskop werden in der grunitisch-dysmikritischen Grundmasse sich dunkel abhebende, rundliche Intraklasten (Kalkschlammgerölle oder Kotpillen?) beobachtet.
4. 4 - 5 m Schiefer.
5. 4 m Grobbankige, hell anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige bis körnige Kalke mit schnur-



- | | | |
|-----|--------------------------|---|
| I | Hauptdolomit |  Überschiebung der Gorvion-Schuppe auf die Augstenberg-Schuppe
1, 2 usw. siehe Profiltext |
| II | Reiflinger Schichten | |
| III | Partnach-Formation | |
| IV | Untere Arlberg-Schichten | |

Fig. 13 Ansicht des Gorvion vom Augstenberg aus

förmigen, bis 70 cm langen, in der Schichtfläche verlaufenden Silex und weisslich anwitterndem Silexgerinnsel.

- | | | |
|-----|----------|---|
| 6. | 2 - 3 m | Schiefer. |
| 7. | ca. 10 m | Massige, dunkelgrau anwitternde, bröckelige, kavernöse, feinkörnige Kalke mit feinen weissen Adern und Stylolithen.
Im Dünnschliff erweisen sie sich als stark grumitisch und enthalten Pellets und gerundete Intraklasten, die ihrerseits ebenfalls grumitisch sind, sich aber durch feineres Korn und dunkleres Pigment deutlich von der Grundmasse abheben.
Etwa 5 m über der Basis von Folge 7 wird ein Horizont mit ca. 3% authigenen und vielfach idiotopen Quarzkristallen festgestellt. |
| 8. | 5 - 10 m | Undeutlich gebankte, hell anwitternde Kalke mit vielen silifizierten und dolomitisierten Bivalvenresten (Megalodonten?) und Gastropoden (Mikrofaziestypus A 2). |
| 9. | 4 m | Braun anwitternde Mergel. Sie bilden die Verflachung über der aus den Folgen 7 und 8 gebildeten, den Gorviongipfel rings umgebenden Kalkmauer (vgl. Fig. 13). |
| 10. | 6 + x m | Gipfelkappe aus hell anwitternden, im Bruch dunkeln, feinkörnigen bis dichten Kalken (Mikrofaziestypus A 1). |

Profil Rellstal (Zimba-Schesaplana-Schuppe).

Das Profil liegt unterhalb P. 1991 m, nördlich der Voralpe Ruggell (Zirs und Fahren). Es beginnt auf Kote 1800 m (Koord. 779 800 / 217 750).

- | | | |
|----|-----|--|
| 1. | 2 m | Massige, hell anwitternde und im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke, die beim Anschlagen einen leichten H_2S -Geruch ausstrahlen. Die Anwitterungsfläche ist von einem weisslichen Silexgerinnsel überzogen. |
| 2. | 3 m | Massige, dunkelgrau anwitternde, sich rauh anfühlende, äusserst reichgeäderte, körnige Dolomite.
Im gefärbten Dünnschliff werden zwei Typen von Adern festgestellt: feinspätige Dolomitadern und grobspätige Kalzitadern, die die Dolomitadern durchschlagen und tektonischen Ursprunges sind. Die körnige Dolomitgrundmasse ist nur leicht krümelig und von Stylolithen durchzogen, an denen die Dolomitadern versetzt sind. Diese sind somit älter als die Stylolithen. |
| 3. | 5 m | Kalke wie Folge 1. |
| 4. | 2 m | Grobbankige, dunkelgrau anwitternde Kalke mit einer stark an einen Algenrasen erinnernden |

- den Struktur, die in Photo 25 abgebildet ist.
5. 5 m Kalke wie Folgen 1 und 3. Im unteren Teil sind dolomitische Linsen (vgl. Profil Gorvion, S. 76, Folge 3) verbreitet.

Die aus den Folgen 1 bis 5 bestehende, im vorliegenden Profil geschlossene Bankfolge spaltet sich weiter östlich am Rellstalhang in zwei, durch ein mehrere Meter mächtiges mergeliges Schieferband getrennte Bankfolgen auf (vgl. stratigraphische Sammelp Profile, Kolonne VIII).

6. 6 - 7 m Ziemlich harte, im Bruch dunkle, beige-grau anwitternde Mergel mit einem Karbonat-gehalt von 20 - 30 %.
7. 0,3 m Feinbankige, gelblich anwitternde, im Bruch dunkle, dichte mergelige Kalke, die spärlich von dünnen Kalzitäderchen durchzogen sind. Im Dünnschliff haben wir eine homogene, dichte Grundmasse mit wenigen grobkörnigen, meist idiotopen Dolomitekristallen und detritischem Quarz mit Korngrößen von 500 und mehr Mikron. Ausserdem können auch grobkörnige, dolomitische Phantomfossilien vorkommen, die, den Umrissen nach zu schliessen, Dentalinen ähnliche Foraminiferen oder sehr kleinwüchsige Gastropoden verkörpern mögen.
8. 6 m Dickbankige, hell anwitternde, im Bruch dunkle Kalke, die im Hangenteil bis 30 cm lange und mehrere Zentimeter mächtige, in der Schichtebene eingeregelter schnurförmige Silex enthalten. Diese bestehen aus feinkörnigem Quarz. Die Quarzkörner nehmen nur etwa 50 % der Dünnschlifffläche ein. Zur andern Hälfte bestehen die Kieselkonkretionen aus feinkörnigem bis dichtem Kalk und einem weitverzweigten Netz toniger Aederchen. Das von der Kieselsäure nicht verdrängte Karbonat schliesst sich hauptsächlich an diese Aederchen an, während der Quarz die zentraleren Teile der Netzmaschen erfüllt.
9. 3 - 4 m Mürbe, blätterig zerfallende, in Bruch und Anwitterung braune, karbonatfreie Schiefer.
10. 5 m Feinbankige bis mittelbankige, dunkelgrau anwitternde Kalke mit dolomitisierten oder silifizierten, bis 2 cm grossen, dünnwandigen Schalenrümern und ebenso grossen oder häufig auch kleineren spitztrochoiden Gastropoden.
Es kommen weiterhin auch Kieselschnüre vor, wie sie in Folge 8 beschrieben worden sind.
11. 2 - 3 m Schiefer wie Folge 9.
12. Kalke der Mittleren Arlberg-Schichten (siehe Profil Rellstal, Mittlere Arlberg Schichten, S. 87).

Profil Kristakopf (Frescalot-Kristakopf-Schuppe)

In der Verflachung von Krista zieht die Partnach-Formation durch. Wo das Gelände wieder steiler zur Talsohle hin abzufallen beginnt, setzen die Unteren Arlberg-Schichten ein, und Kalke der Mittleren Arlberg-Schichten bilden schliesslich die Felsen direkt hinter den Werkgebäuden des EW Rodund.

Die Wechsellagerungen der Unteren Arlberg-Schichten geben sich auch in dem mit Wald bestandenen Gelände gut zu erkennen, indem die Kalkbänke immer kleine Felsrippen bilden und die Schieferbänder sich als kleine, oft versumpfte Verflachungen ausnehmen. An der Grenze zwischen Kalk und Schiefen werden oft kleine Quellaustritte beobachtet.

Das folgende Profil der Unteren Arlberg-Schichten beginnt bei Koord. 785 600 / 217 600 und verläuft ziemlich genau nordwärts.

1. 2 m Mittelbankige, hellgrau bis bläulichgrau anwitternde, im Bruch schwärzliche, dichte Kalke mit bis einige Millimeter grossen, im Bruch helleren, körnigen Flasern, die sich im gefärbten Dünnschliff als Dolomitspataggregate erweisen. Unter dem Mikroskop fallen auch viele länglich-ovale, in der Schichtungsebene eingeregelter, dunkle, dichte Intra-klasten auf (Schlickgerölle, leicht deformiert).
2. 7 m Mittelbankige, in Bruch und Anwitterung hell beige-graue, zum grossen Teil dichte Kalke mit feinmuscheligen Bruch.
Im Dünnschliff erweisen sich diese Kalke als ausgesprochen dysmikritisch. Die primären Kalkschlammanteile und die marmorartigen, spätigen bis grobspätigen Kalzitaggregate erscheinen in der Schichtungsebene eingeregelter und z. T. flaserig ausgezogen, was wir neben der marmorartigen Struktur der sparitischen Anteile als Anzeichen einer leichten Metamorphose ansehen möchten.
3. 2 m Mittelbankige bis grobbankige, sich rau anfühlende, bläulichgrau anwitternde und im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke.
Die grunitische Struktur der Grundmasse ist schon im Anschliff ersichtlich, und die dysmikritischen Bereiche enthalten wie bei Folge 1 in der Schichtungsebene eingeregelter längliche Dolomitspataggregate. Ausser diesen Aggregaten kommen auch Anhäufungen von einander nicht berührenden Dolomiteinzelspäten vor.

4. 25 m Dunkle, griffelig zerfallende, ziemlich harte Mergel. Sie sind praktisch kalkfrei, enthalten aber bis 23 % Dolomit.
5. 1 m Kalke wie Folge 1.
6. 1,5 m In Bruch und Anwitterung hellbeige, muschelig brechende Kalke wie Folge 2.
7. 6 m Grobbankige, bläulichgrau anwitternde, im Bruch schwarze, feinkörnig-grunitische Kalke mit Dolomitierungen in Form von flaserigen Aggregaten und Anhäufungen von Dolomiteinzelspäten wie bei Folge 3.
8. 8 m Beigebräunlich anwitternde, im Bruch dunkle, blätterig zerfallende Mergel mit einem totalen Karbonatgehalt von 20 - 25 %, der sich je zur Hälfte aus Kalk und Dolomit zusammensetzt.
9. 0,3 m Dünngeschichtete bis feinbankige, z.T. verschieferte, sich allmählich aus den liegenden Mergeln entwickelnde Mergelkalke. Sie zeigen im Anschliff eine feine Lamination im Millimeterbereich, die kurzfristigen Schwankungen des Karbonatabsatzes zugeschrieben werden dürfte. Der durchschnittliche totale Karbonatgehalt der Folge beträgt 40 % (ca. 10 % Kalk und 30 % Dolomit).
10. 0,7 m Mergel wie Folge 8.
11. 1,5 m Feinbankige, bräunlichgrau anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke mit Tonhäuten auf den Schichtflächen und schichtinternen limonitischen Tonschlieren. Im Dünnschliff erweist sich das Gestein als ein intraklastischer Biokalkarenit (Mikrofaziestypus A2) mit einer ziemlich homogenen, feinkörnigen Grundmasse und dunkeln, dichten, meist rundlichen Intraklasten; zahlreichen, kleinen, sphärischen oder länglichen, körnig-kalkigen Gebilden sowie bis mehrere Millimeter grossen Mollusken-schalentrümmern. Diese letzteren, die von Limonitanreicherungen begleitet sein können, wittern gerne heraus und verleihen dem Kalk ein löcheriges Aussehen.
12. 8 m Kalke wie Folgen 3 und 7.
13. 12 m Bräunliche, mürbe und blätterig zerfallende Mergel mit 30 % Karbonat, wovon 60 % Dolomit.

Ueber Folge 13, dem höchsten partnachartigen Mergelband, folgen die Mittleren Arlberg-Schichten mit anfänglich durchwegs dunkeln, z.T. mergeligen und oft zyklisch geschichteten Kalken. Ein Beispiel dafür ist die auf S. 90 beschriebene und in Photo 26 abgebildete zyklische Kalkfolge.

GLIEDERUNG, VERBREITUNG UND MÄCHTIGKEIT

Regionale Anordnung der Zahl der Wechsellagerungen von Kalkbankfolgen und Schieferbändern

Indem F. von RICHTHOFEN (1859) auf die Zunahme der Wechsellagerungen von Osten nach Westen hinwies, hatte er bereits auch die Möglichkeit einer regionalen Gliederung der durch diese Wechsellagerungen repräsentierten Schichtfolge, der Unteren Arlberg-Schichten, impliziert. So einfach, wie RICHTHOFEN seine Aussage über die Veränderung der Zahl der Wechsellagerungen bei seiner grossräumigen Betrachtung vom Arlberggebiet bis nach Liechtenstein glaubte machen zu können, lässt sich freilich innerhalb des Rätikon eine allgemein anwendbare Formel für das Verhalten der Wechsellagerungen nicht aufstellen. Im Rätikon ist weder eine Konstanz der Wechsellagerungen vorhanden, wie sie D. TRÜMPY (1916), ausgehend von den Verhältnissen an den Setscher- und Lohnfreschen, vermutet hatte, noch kann von einer generellen Zunahme in westlicher Richtung gesprochen werden. Wir finden vielmehr beträchtliche Unterschiede in der Zahl der Wechsellagerungen und damit auch in der Mächtigkeit der Unteren Arlberg-Schichten, was auf Fig. 14 graphisch dargestellt ist.

Im Bereich der Arlberg-Riffazies kommen keine Wechsellagerungen von geschichteten Kalkfolgen mit partnachartigen Schieferbändern sondern bloss Verzahnungen der letzteren mit Riffkarbonaten vor (vgl. S. 110 und Fig. 17), wo nicht als Untere Arlberg-Schichten bezeichnet werden soll.

In den höheren Teilschuppen der Drei Schwestern-Schuppe, wo die Riffazies von der Normalfazies der Arlberg-Formation abgelöst wird, sind die Unteren Arlberg-Schichten bereits mit einer dreimaligen Wechsellagerung vertreten (vgl. Profil Alpila, S. 75). Am Schönberg tritt eine zweifache Wechsellagerung auf, obschon die verschieden verwitterungsresistenten Kalkbänke der Mittleren Arlberg-Schichten im Gelände eine höhere Zahl von Wechsellagerungen vortäuschen. Am Hubel sind genaue Angaben über die Ausbildung der Unteren Arlberg-Schichten wegen tektonischer Diskordanzen zwischen Partnach-Formation und Arlberg-Formation nicht möglich. Am Gorvion stellen wir eine viermalige Wechsellagerung fest, die sich in östlicher Richtung auf eine Abwicklungsdistanz von nur 3 - 4 km bei-nahe verdoppelt. An den Kanzelköpfen und im Bacheinschnitt bei der Zollhütte nördlich des Cavalljoches

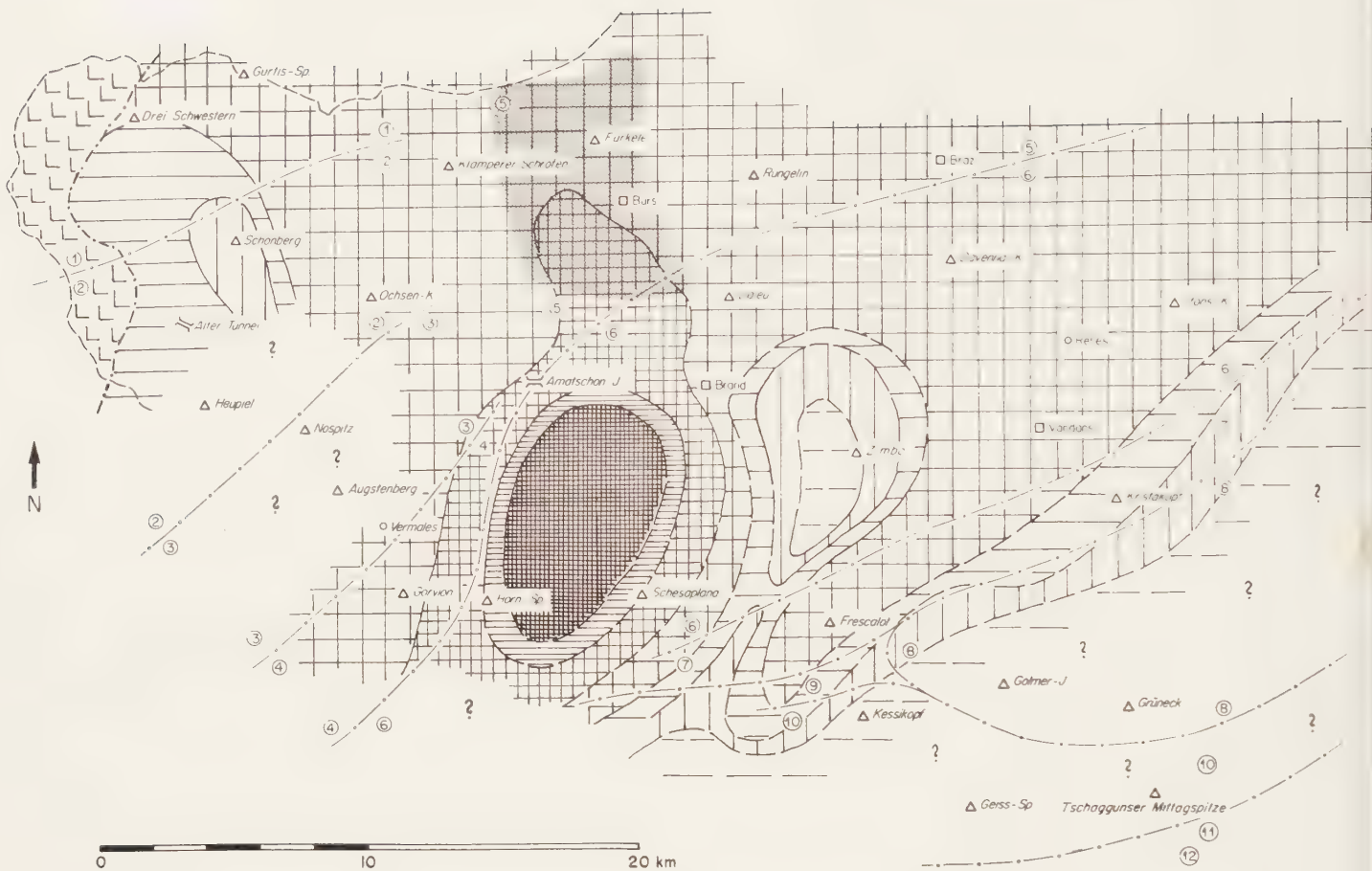


Fig. 14 Verteilung der Wechselagerungen zwischen Kalkbankfolgen und Schieferbändern in den Unteren Arlberg-Schichten
Palinspastische Kartengrundlage (Signaturen der palinspastischen Kartengrundlage vgl. Fig. 6)



Bereich der Riffbildungen



Linien, die Bereiche mit gleicher Zahl von Wechselagerungen umgrenzen
(unterbrochene Linie = hypothetische Ergänzung)



Gebiet mit intensivem Pendeln, z.T. im Zentimeterbereich, zwischen klastischer Fazies und Karbonatfazies



1 - 7:

Anzahl der Wechselagerungen

wird wieder eine viermalige Wechselagerung festgestellt, was auch für den Grat Lünnerkrinne - Salonienkopf (vgl. Fig. 15) gilt. An der letzteren Lokalität haben wir jedoch nicht mehr dieselben vier Arlberg-Kalkfolgen vor uns wie an den Kanzelköpfen, da zwischen Rossberg und Salonienkopf ein teilweises Auskeilen und Wiedereinsetzen von Karbonatbänken beobachtet werden kann, was O. REITHOFER (1958) als Faziesverzahnung von "Arlbergkalk" mit "Partnach-Schichten" beschrieben hat. Eine weitere solche Verzahnung kommt am Rellstalhang vor und besteht einerseits in einem sukzessiven Auskeilen der Kalkbankfolgen nach dem Sacktofel hin, andererseits aus dem Auftreten von Schieferbändern, die sich nach Osten in vorerst kompakten Kalkfolgen einschalten (vgl. stratigraphische Sammelprofile, Kolonne VIII).

In der Davennagruppe tritt mit Ausnahme des Gebietes um Ganzaleita, das mit einer nur einmaligen Wechselagerung wiederum eine Sonderstellung einnimmt (tektonische Reduktion der Wechselagerung nicht ausgeschlossen), durchwegs eine vierfache Wechselfolge auf. Sie ist sehr gut zu sehen am Wasserfall des Gravaser Baches hinter dem Dorf St. Anton i. M.

Von den Setscher Freschen nordwärts nimmt die Zahl der Wechselagerungen wieder allmählich ab.

Ansichtsskizze des Grates Lünerkrinne - Salonienkopf, Fig. I5

(totale Horizontaldistanz ca. 300 m)

- I Reiflinger Schichten
- II Partnach-Formation
- III Untere Arlberg-Schichten
- IV Mittlere Arlberg-Schichten Nr. 1 - 13 siehe Profiltext
- V Obere Arlberg-Schichten Nr. 1 - 29 siehe Profiltext
- VI Rabler Formation
- VII Hauptdolomit

NW Brekzient rmchen

Lünerkrinne
2155 m

Schafgafall



Am Nordrand der Fundelkopf-Alpila-Schuppe, beim Fürkele, sowie auch bei einem Aufschluss vor dem Weiler Tschappina an der Strasse Bürserberg - Brand wird neben einer viermaligen Wechselfolge zwischen Kalkbankfolgen und Schieferbändern im üblichen Sinne auch eine sehr intensive Wechsellagerung im Zentimeterbereich mit allen Uebergängen zwischen Kalken, mergeligen Kalken, Mergeln und siltigen Tonschiefern festgestellt.

Der Kristakopf (vgl. Profil, S. 78/79) weist eine dreimalige Wechselfolge auf. In den Mulden der Phyllitgneiszone konnte dagegen eine Art Unterer Arlberg-Schichten mit einer zweimaligen Repetition von Kalken und Schiefen nur am neuen Strässchen nach Ganeu ca. bei Koord. 782 550 / 217 550 beobachtet werden. Nach einer Wende des Strässchens gegen Osten stehen an besagter Stelle an: hellgrau anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke; ca. 1 m stark tektonisierte siltige Tonschiefer mit zahllosen weissen Kalzitadern; 4-5 m im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke und schliesslich nochmals 2 m tektonisierte partnachartige Schiefer. Auf die letzteren folgen graue, reichgeäderte Kalke mit Tonbelägen auf den Schichtflächen. Sie weisen im Dünnschliffbild sehr grosse Konvergenzen zu Gutensteiner Kalken der Ganeu-Mulden und des Kristakopfes auf. Eine Zuordnung dieser Kalke zum Alpenen Muschelkalk ergäbe eine tektonische Reduktion der Partnach-Formation auf die oben angeführten 2 m Schiefer.

An der Tschaggunsener Mittagsspitze konnten wir weder in den Aufschlüssen beim Wildbad noch oberhalb Hohegga bei P. 1733 eine Wechsellagerung von sog. "Arlberg-Kalken" mit partnachartigen Schiefen und damit Untere Arlberg-Schichten nachweisen.

Korrelierbarkeit der Kalkbankfolgen der Unteren Arlberg-Schichten

Die Kalkbankfolgen der Unteren Arlberg-Schichten dürfen nur dann von Profil zu Profil ohne Bedenken korreliert werden wenn sie zwischendurch lückenlos verfolgbar sind. Da nämlich die einzelnen Bankfolgen in sich kaum gliederbar sind und sich nicht durch eine Beständigkeit lithologischer Merkmale, wie Dolomitisationshorizonte oder Lumachellenlagen, über grössere Distanzen auszeichnen, ist es nicht möglich, eine bestimmte Arlberg-Bankfolge in einem benachbarten Profil mit Sicherheit wiederzuerkennen, sofern diese zwischen beiden Profilen nicht aufgeschlossen bleibt.

FAZIES UND SEDIMENTATIONSBEDINGUNGEN

Die Kalkbankfolgen (Mikrofazies A 1, untergeordnet A 2 und A 3)

Die Kalkbankfolgen der Unteren Arlberg-Schichten bestehen zum grossen Teil aus makroskopisch feinkörnigen bis dichten Kalken. Untergeordnet kommen dolomitische Kalke und Dolomite vor.

Die der Mikrofazies A 1 zuzurechnenden Kalke haben als gemeinsames, typisches Merkmal oft eine grunitische Struktur. "Structure grumeleuse" ist nach L. CAYEUX (1935, p. 271) ein weitverbreitetes Merkmal dichter Kalke und mehrheitlich auf die unterschiedliche Rekristallisation einer primär homogenen Kalkschlammmasse zurückzuführen, indem die dichten, im Schliff dunkel erscheinenden Partien noch die ursprüngliche Sedimentstruktur aufweisen, die körnigen Partien dagegen das Ergebnis der Rekristallisation sind.

Innerhalb der grunitischen Struktur kommen nicht selten auch rundliche, mehr oder weniger scharf begrenzte Intraklasten vor, die bedeutend grösser sind als die verschwommen abgegrenzten Kalkschlammanteile der "structure grumeleuse" jedoch aus demselben Material bestehen. Diese Intraklasten sind wohl resedimentierte Schlickgerölle.

Neben den stark grunitischen Kalken des Typus A 1 kommen im ganzen Untersuchungsgebiet auch dichte Kalke vor, die selbst im Dünnschliff nahezu homogen gleichkörnig sind.

Eine lokale Besonderheit stellen die in Bruch und Anwitterung hellbeigen Kalke des Profils Kristakopf dar (vgl. S. 78 Folge 2 und S. 79 Folge 6). Sie beruht einerseits in der leichten Metamorphose, die sich u. a. in einer Längung und Einregelung der primären Kalkschlammanteile des Grunit und einer marmorartigen Kornvergrösserung in den rekristallisierten Anteilen äussert. Es sind dies Erscheinungen, die auch an Kalken der Arlberg-Formation in den Mulden der Phyllitgneiszone allgemein beobachtet werden können. Andererseits mutet aber besonders die helle Gesteinsfarbe merkwürdig an, da eine solche in gleichartig struierten Gesteinen sonst nirgends mehr angetroffen wird.

Die Mikrofazies A 2 ist vertreten durch Anreicherungen von Muschelschalen, bzw. deren Trümmern und kleinen Gastropoden, die mit Ausnahme der unteren Teile der tiefsten Kalkbankfolgen in allen Bankfolgen und in jeder Höhe innerhalb derselben auftreten können. Die Fossilführung ist aber nie gleichmässig über eine Bankfolge verteilt, sondern immer auf nicht über 50 cm mächtige Horizonte von geringer Flächenausdehnung oder Linsen beschränkt. In solchen Horizonten und Linsen sind die Schalenreste vielfach zu eigentlichen Lumachellen angereichert (zusammengeschwemmt) worden.

Neben Molluskenschalen beobachtet man im Dünnschliff von Kalken des Typus A 2 noch Calcisphären und einzelne, unbestimmbare Foraminiferen. Dasycladaceen konnten nicht festgestellt werden. Dagegen fallen in Folge 4 des Profils Rellstal, S. 77, kleine knäuelartige Kolonien auf, bei denen es sich eventuell um Cyanophyceen handeln könnte (vgl. Photo 25). Innenstrukturen können infolge der Rekristallisation nicht mehr erkannt werden.

Dolomitisierung tritt in den Unteren Arlberg-Schichten sehr verschiedenartig auf. Die vollständige Sekundärdolomitisierung (Mikrofazies A 3) kann die Verwischung sämtlicher Primärstrukturen zur Folge haben, oder es können dieselben auch als Phantome erhalten geblieben sein. Bei der partiellen Dolomitisierung tritt der Dolomit in Form kleiner Aggregate, Anhäufungen von Einzelspäten oder in Molluskenschalen auf.

Auch die völlig dolomitisierten Gesteinsfolgen sind in ihrer horizontalen und vertikalen Ausdehnung eng begrenzt, und es kommen keine über grössere Bereiche verfolgbare Dolomitbänke vor. Die mächtigste, schichtförmige Dolomitfolge ist die schon von H. SCHAETTI (1951, p. 63) aus dem Grosstobel (Vorder Valorsch) beschriebene. Es sind körnige bis grobkörnige Dolomite, die auch im Dünnschliff keine Spur eines primären Sedimentgefüges mehr erkennen lassen und durchaus mit gewissen Typen der Mikrofazies Gu 1 vergleichbar sind. Die Dolomite folgen mit einer deutlichen Schichtfuge über relativ homogenen, feinkörnigen Kalken, die schon kleine Dolomitspataggregate und Anhäufungen von Dolomit-einzelspäten enthalten, welche zusammen etwa 10 % des Gesteinsvolumens ausmachen.

Grössere Verbreitung als der schichtförmige Dolomittypus vom Grosstobel haben lentikuläre Dolomiteinschaltungen (vgl. Profil Rellstal, S. 78, Folge 5 und Profil Gorvion, S. 76, Folge 3). Die linsenförmigen Dolomite sind in ihrer Art - wenn auch nicht immer in ihrem Ausmass - mit den Dolomitlinsen in den Reiflinger Kalken vergleichbar (vgl. S. 64).

Verkieselungen sind in den Unteren Arlberg-Schichten schon ebenso zahlreich wie in den Mittleren Arlberg-Schichten. Morphologisch kann man drei Arten von Verkieselungen feststellen: verkieselte Molluskenschalen, authigene Quarzkörner und schnurförmige Hornsteinknauer. Die letzteren bestehen wie die Hornsteinknauer der Reiflinger Knollenkalke aus feinkörnigem Quarz. Bei verkieselten Gastropoden bestehen Schale und Lumen entweder aus rosettenförmig angeordneten, feinkörnigen Quarzkristallen oder aus wenigen grösseren Quarzen, die sich durch Kieselsäureanlagerung über die ehemalige Fossilshale hinaus zu idiotopen Kristallen ergänzt haben.

Die Schichtung in den Karbonatgesteinen der Unteren Arlberg-Schichten ist sehr unterschiedlich. Neben fast massig erscheinenden Kalken kommen besonders direkt im Hangenden von Schieferbändern dünngeschichtete Varietäten vor, deren Schichtflächen plan oder gewellt sein können. Schichtexterne Tonüberzüge und schichtinterne Tonschlieren sind bei relativ dünner Schichtung keine Seltenheit, so dass man solche Kalke im Handstück oft kaum von dunkeln, dünngeschichteten bis feinbankigen Gutensteiner Kalken unterscheiden kann.

Zur Erklärung der schichtexternen Tonüberzüge und der schichtinternen Tonschlieren müssen bei den Kalken der Unteren Arlberg-Schichten neben der Subsolution auch ganz kurzfristige Unterbindung der Kalkfällung und sozusagen reine pelitisch-klastische Einschwemmungen berücksichtigt werden, da wir uns in einem ausgesprochenen Wechselsmilieu zwischen Karbonatfazies und klastischer Fazies befinden. Eine Deutung der Schichtung als intensive Wechsellagerung zwischen der schichtbildenden Kalkfazies und der in den Tonlamellen auftretenden klastischen Fazies (im Sinne von W. VORTISCH, 1930) mag deshalb für die dünngeschichteten bis feinbankigen Kalke der Unteren Arlberg-Schichten z. T. nicht unangebracht sein. Im übrigen vergleiche man die Erörterungen zu Folge 4 des Profils Alpila, S. 75.

Die Schieferbänder (Mikrofazies Pa)

Die Pelite der Unteren Arlberg-Schichten unterscheiden sich faziell kaum von denjenigen der Partnach-Formation. Die Mergel überwiegen gegenüber den dunkeln, griffelig zerfallenden siltigen Tonschiefern bei weitem, was an der braunen Farbe und dem mürben, blätterigen Habitus vieler Schieferbänder, und besonders der höheren, zu erkennen ist.

Die Mergel haben einen totalen Karbonatgehalt von 20 - 40 %, der sich wie bei den Mergeln der Partnach-Formation meist je zur Hälfte auf Kalk und Dolomit verteilt. Die Mergel der Unteren Arlberg-Schichten enthalten somit durchschnittlich 10 - 20 % Dolomit. Dies ist ein bedeutend höherer Dolomitgehalt als derjenige, den die Karbonatbänke im Durchschnitt aufweisen. Der Dolomit der Mergel ist feinkörnig, gleichmässig diffus im Gestein verteilt und gibt sich durch keine besonderen Sedimentstrukturen zu erkennen. Eine Separation von Kalk und Dolomit im Dünnschliff mittels der Oxy-Haematoxylin-Färbung ist wegen des störenden Effektes der Tonminerale nicht durchführbar.

Der Dolomitgehalt der Mergel der Unteren Arlberg-Schichten dürfte wie derjenige in den Mergeln der Partnach-Formation und eventuell auch wie der Dolomit in den mergeligen dolomitischen Kalkkonkretionen primär sein, und es ist denkbar, dass das Magnesium aus metastabilen vulkanischen Kompo-

nenten stammte. Mergelige und dolomitische Kalklinsen, wie sie im obersten Viertel des Schieferkomplexes der Partnach-Formation sehr häufig sind, treten normalerweise nur noch im untersten oder zweituntersten Schieferband der Wechsellagerungen auf.

Beziehungen zwischen der Kalk- und Schieferfazies

So wie in den Daonellen-Schichten die pelitische, klastische Fazies allmählich einsetzt, klingt sie während der Ablagerung der Unteren Arlberg-Schichten wieder ab. Das allmähliche Ausbleiben der Klastika erstreckt sich jedoch im allgemeinen über eine erheblich grössere Mächtigkeit und ist mit einem intensiveren Pendeln zwischen klastischer Fazies und Karbonatfazies verbunden als das Einsetzen derselben. Der gegenständliche Massstab für die Bedeutung des Wechselspiels zwischen klastischer Sedimentation und Karbonatsedimentation sind Anzahl und Ausbildung der Wechsellagerungen.

Der Sedimentationswechsel von Tonschiefern oder Mergeln zu Kalken kann mehr oder weniger scharf ausgeprägt sein, indem über mergeligen Schiefern direkt bankige Kalke folgen oder umgekehrt solche unvermittelt von Mergeln überlagert werden. Vielfach wird hingegen, besonders beim Uebergang von mergeligen Schiefern zu Kalken, ein sich über 1-2 m Mächtigkeit ausdehnendes Pendeln der Sedimentationsarten im Zentimeter- bis Millimeterbereich beobachtet. Die untersten Partien einer Kalkbankfolge sind dann dünn geschichtet oder laminiert, und zwischen den einzelnen Kalkschichtchen, die selbst oft bis zu 40 % nicht karbonatisches Material enthalten können, schalten sich bis einige Zentimeter dicke Mergelschieferchen ein (vgl. Profil Alpila, S. 75, Folge 4). Geringe pendelnde Unterschiede im Kalk-Ton-Verhältnis können auch zu einer feinen Lamination der Kalke führen (vgl. Profil Kristakopf, S. 79, Folge 9).

Ein Extremfall für das Pendeln zwischen klastischer Fazies und Kalkfazies konnte in einem aufgelassenen Steinbruch am Ostabfall des Fürkele (Koord. 778 800 / 226 050) beobachtet werden. Das Anstehende beginnt an dieser Lokalität mit einer Mergelschieferfolge, die dolomitische Kalklinsen enthält. Darüber kommen:

1. 7 m Undeutlich gebankte, im Bruch dunkle und beim Anschlagen riechende, feinkörnige Kalke mit kleinen weisslichgelb anwitternden Silifizierungen.
2. 2 m Mergelband, das nach ca. 1 m im Zentimeterbereich mit dünn geschichteten, mergeligen Kalken bis Mergelkalken zu wechsellagern beginnt. Die Kalkschichten sind ziemlich reich an Schlickgeröllen.
3. 4 m Undeutlich gebankte, grau anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke.
4. 1 m Feinbankige, stark stinkende sandige Kalkarenite mit einer deutlichen Streifung, die nach dem Dünnschliffbefund durch den wechselnden Gehalt an organischem Pigment bedingt ist. Die teilweise dolomitisierte, körnige Kalkgrundmasse enthält etwa 10 % körnigen bis grobkörnigen, detritischen Quarz.
5. 12 m Bankige Kalke mit einzelnen feinbankigen Horizonten, die wieder ziemlich stark riechen.
6. 2,2 m Intensive Wechsellagerung von Kalken und Mergeln. Sie setzt sich im einzelnen wie folgt zusammen:
 - 0,08 m Mergel
 - 0,20 m Kalk
 - 0,02 m Mergel
 - 0,15 m Kalk
 - 0,07 m Mergel
 - 0,06 m Kalk
 - 0,03 m Mergel
 - 0,06 m Kalk
 - 1,50 m Mergel
7. 1,5 m Feinbankige Kalke mit welligen Schichtflächen, schichtinternen Tonschlieren und bis 1 cm dicken, blätterigen Schieferchen zwischen den einzelnen Kalkschichten.
8. 2 m Undeutlich gebankte Kalke.
9. 1,8 m Wiederum intensive Wechsellagerung im Zentimeterbereich zwischen Kalken und Mergeln wie Folge 6.
10. 7 + x m Grobbankige Kalke mit einer Lage verkieselter Molluskenschalen.

Das angeführte Profil mag auch verdeutlichen, wie gering die Unterschiede zwischen dem Sedimentationsraum der Kalke und demjenigen der Mergel anzunehmen sind, und dass Begriffe wie "Schwellen"- oder "Becken"-Fazies hier jeglichen Sinn verlieren müssen. Die Unteren Arlberg-Schichten scheinen sich vielmehr in einem nur geringe Reliefunterschiede aufweisenden Becken abgesetzt zu haben, in welchem verschiedene Bereiche dadurch ausgezeichnet waren, dass sich in ihnen die klastische Sedimentation unterschiedlich lange und in unterschiedlichen Intervallen immer wieder durchzusetzen vermochte.

So lassen sich die regional variierende Zahl der Wechsellagerungen, die seitliche Verzahnung von Kalk- und Mergelfazies und schliesslich die Vikariierung von Mittleren und Unteren Arlberg-Schichten (vgl. S. 89 und Fig. 16) erklären), indem die ersteren z.T. gleichzeitig mit den Unteren Arlberg-Schichten in denjenigen Gebieten des gemeinsamen Sedimentationsraumes abgelagert wurden, die von den klastischen Einschwemmungen nicht mehr erreicht werden konnten.

Lebensbedingungen in der Kalkfazies

Die Anreicherungen von Molluskenschalen belegen gebietsweise und zeitweise günstige Lebensbedingungen für benthonische Organismen. Wir betonen diese räumlichen und zeitlichen Einschränkungen, weil das fossile Benthos fast immer nur in Horizonten und Linsen von geringer flächenmässiger und vertikaler Ausdehnung angereichert ist. Die geringe Flächenausdehnung der Fossilager mag zwar zum grossen Teil auf posthume Zusammenschwemmung der Organismen zurückzuführen sein, wofür die Tatsachen sprechen, dass ein relativ hoher Anteil der Schalen zerbrochen ist, und dass schliesslich Resedimentstrukturen (Schlickgerölle) im Einbettungsschlamm recht häufig sind. Dass die Turbulenz des Bodenwassers und damit das Ausmass der Zusammenschwemmung aber auch nicht allzu bedeutend gewesen sein kann, scheint uns durch die wahllose Einbettung der Bivalvenschalen angedeutet, die bald mit der konvexen bald mit der konkaven Seite nach oben zeigen. Bei stärkerer Wasserbewegung findet dagegen normalerweise eine Einregelung von Schalentrümmern nach deren stabilster Lage statt, d.h. eine Einbettung, bei der die Schalen mehrheitlich mit der konkaven Seite nach unten zu liegen kommen.

Neben den mehr oder weniger grossen Lebensbereichen des Benthos dürfte es mit ziemlicher Sicherheit auch Bereiche mit einem lebensfeindlichen Bodenmilieu gegeben haben, die durch die dunkeln, stinkenden Kalke belegt werden. Inwieweit die reduzierenden Bedingungen, die während der Ablagerung dieser Gesteinstypen im frischen Sediment geherrscht haben müssen, sich auch auf das überlagernde Bodenwasser ausdehnten, ist freilich schwer zu entscheiden.

MITTLERE ARLBERG-SCHICHTEN

DEFINITION UND BEGRENZUNG

Ueber dem obersten partnachartigen Schieferband setzt eine sehr unterschiedlich mächtige Schichtfolge aus hell bis bläulichgrau anwitternden, im Bruch dunkeln und schuppigen Kalken ein. Diese im allgemeinen gleichmässig gebankten und mehrheitlich feinkörnigen Kalke wurden in Vorarlberg gewohnheitsmässig zum Typus des "Arlberg-Kalkes s.s." erhoben, obwohl F. von RICHTHOFEN (1859) in der ersten Beschreibung seines "Arlbergkalkes" nicht besonders auf diesen Lithotypus Bezug nahm, sondern vielmehr einen schwarzen, löcherigen Kalk als besonders typisch erwähnte.

Die sog. "Arlberg-Kalke s.s." (Mikrofaziestypen A 1 und A 2) sind, wie bei der Behandlung der Unteren Arlberg-Schichten dargelegt worden ist, schon in diesen der massgebende Lithotypus der Kalkbankfolgen, und sie sind auch in den Oberen Arlberg-Schichten z.T. noch stark verbreitet. Somit sind es nicht nur diese "Arlberg-Kalke s.s.", die den Faziescharakter der Mittleren Arlberg-Schichten wiedergeben, sondern auch das Fehlen von Schieferbändern, wie sie für die Unteren Arlberg-Schichten charakteristisch sind, sowie die Abwesenheit von zuckerkörnigen Dolomiten bzw. dolomitischen Kalken, Brekzien, Rauhwacken und zusammenhängenden Dolomitkomplexen; die letztgenannten Gesteinstypen kennzeichnen die Oberen Arlberg-Schichten. Die Begrenzung der Mittleren Arlberg-Schichten ergibt sich somit sozusagen aus der Abgrenzung der Unteren Arlberg-Schichten einerseits und derjenigen der Oberen Arlberg-Schichten andererseits.

Die Mittleren Arlberg-Schichten sind eine lithostratigraphische Einheit vom Range eines Formationsgliedes, das im Liegenden begrenzt ist durch die Obergrenze der Unteren Arlberg-Schichten, während die Hangendgrenze an die Basis der für das Sedimentationsmilieu der Oberen Arlberg-Schichten charakteristischen Einschaltungen rauhwackenartiger oder brekziöser Kalke und Dolomite gelegt wird.

PROFILBESCHREIBUNGEN

Profil Alpila - Kuhgrat (Drei Schwestern-Schuppe)

Das Profil liegt in der höchsten Teilschuppe der Drei Schwestern-Schuppe am Steig von Alpila (P. 1421) zum Kuhgrat. Es beginnt bei Koord. 760 150 / 225 970 an der Basis des Anstehenden und bildet die Fortsetzung des Profils durch die Unteren Arlberg-Schichten auf S. 76.

1. 2 + x m Feinbankige bis mittelbankige, im Bruch dunkelgraue, feinkörnige Kalke mit wellig-höckerigen und intensiv bräunlichbeige anwitternden Schichtflächen. Einzelne Schichtchen sind als Lumachelle mit dünnwandigen, bis mehrer Zentimeter langen und vielfach plattgedrückten Muschelschalentrümmern ausgebildet, die besonders im oberen, mergeligen Teil der Lumachellenschichtchen dicht aufeinanderliegen. Die Muschelschalen sind teilweise verkieselt, und authigener Quarz ist in körnigen Aggregaten auch in der grunitischen Grundmasse anzutreffen. Dolomit tritt in kleinen, stark limonitischen Aggregaten auf.
2. 6 m Grobbankige, grau bis hellgrau anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke mit vielen weissen Kalzitadern. Darin eingeschaltet kommen bis 50 cm lange schnurförmige Silexknauer vor.
3. 10 m Grobbankige, grau anwitternde und im Bruch dunkle Kalke mit dunkeln, dichten Onkoiden in einer körnigen Grundmasse. Neben den Onkoiden kommen einschalige Ooide mit einem körnigen Kern und einer dunkeln, dichten Schale vor. An organogenem Detritus werden nicht klassierbare Phantomfossilien und bis 1.5 cm lange, spitztrochoide Gastropoden und Trümmer derselben festgestellt. Sie sind völlig umkristallisiert, dolomitisiert und stehen auf der Anwitterungsfläche vor. Die Onkoide im oberen Teil der Folge können als Kalkschlammresedimente gedeutet werden. Neben den onkolithischen Partien kommen Kalklutite vor, die, wie auch der Onkolith, spärlich bis 10 Mikron grosse, vermutlich detritische Quarzkörner enthalten.
4. 2 m Zurückwitternde Wechsellagerungen von dünngeschichteten bis feinbankigen, beige anwitternden, im Bruch grauen mergeligen Kalken und 2-3 cm dicken, oberflächlich verlehnten, blätterig zerfallenden Mergelschieferlagen. In den plattigen Kalken kommen, wie sich unter dem Mikroskop zeigt, mm-dicke Lagen vor, die reich an zusammengeschwemmten, kleinen Schalentrümmern sind.
5. 15-20 m Undeutlich gebankte, stark zerklüftete und daher bröckelige, feinkörnige Kalke mit bräunlicher Anwitterung und dunkelgrauem Bruch. Das Gestein ist von vielen weissen Kalzitadern und Stylolithen sowie von zahllosen feinen Rissen, die mit dichtem tonigem Kalkschlamm erfüllt sind, durchsetzt.
6. ca. 15 m Grobbankige, graubeige anwitternde, im Bruch graue, splitterig brechende, feinkörnige Kalke mit erheblichem Dolomitgehalt und vielen weissen Kalzitadern. Der Dolomit ist lagenweise in Form zahlloser feiner Körner angereichert, so dass im Dünnschliffbild eine Streifung entsteht, die ihren Ursprung in einer primären zyklischen Schichtung im Millimeterbereich haben mag.
7. 6 m Massige, graue, polymikte Dolomitmikrobrekzie; Basis der Oberen Arlberg-Schichten.

Profil Bergle (Heupiel-Schuppe)

Es beginnt an der Malbunstrasse bei der Abzweigung des Fussweges nach dem Bergle (Koord. 762 850 / 220 130) und wurde in seinem weiteren Verlauf hauptsächlich längs dem Bergleweg aufgenommen.

1. 10 + x m Bankige, bläulichgrau anwitternde, im Bruch dunkle Kalke (Mikrofaziestypus A 1). Sie stehen direkt an der Malbunstrasse an und sind wenige Meter ins Hangende des obersten Schieferbandes der Unteren Arlberg-Schichten zu stellen, die etwas talauswärts der Wegabzweigung den Malbunbach queren.
2. ca. 20 m Bedeckt durch Vegetation und Schutt.
3. 15-20 m Z.T. schlecht aufgeschlossene, grobbankige, hell bläulichgrau anwitternde, im Bruch dunkle Kalke, die im hangenden Teil im Anschliff eine undeutliche, feinzyklische Schichtung erkennen lassen. Im Dünnschliff erweist sich das Gestein als ein onkolithischer Grunit mit onkoidähnlichen Intraklasten in einer ausgeprägt krümeligen, dunkel-feinkörnigen bis hell grobkörnigen Kalkgrundmasse. Diese enthält zahlreiche feine Schalendurchschnitte (Ostracoden?) und Foraminiferen. Die undeutliche, zyklische Streifung kommt durch die lagenweise wechselnde Bedeutung der grobkörnig rekristallisierten Anteile der Grundmasse zustande.
4. 1,5 m Mittelbankige, in Bruch und Anwitterung graubeige, splitterig brechende Kalkarenite bis Kalklutite mit ausgeprägter, durch Farbunterschiede akzentuierter Feinschichtung (vgl. Photo 27).
5. 3 m Mittelbankige, bläulichgrau anwitternde, im Bruch dunkle, feinmuschelartig brechende, dichte Kalke.

6. 0,8 m Dünngeschichtete bis feinbankige, bröckelige, im Bruch dunkle, feinyklische Kalkarenite bis Kalklutite, ähnlich Folge 4.
7. 4 m Splitterig brechende Kalke wie Folge 6, aber mit schnurförmigen Hornsteinkonkretionen.
8. 1 m Bräunlich anwitternde, im Bruch dunkle, mürbe Mergelschiefer mit einem Karbonatgehalt von 17%, wovon 90% auf den Dolomit entfallen; die 10% Kalk dürften einzig von den hellen Kalzitäderchen herrühren.
9. 4 m Wieder mittelbankige, splitterig brechende, im Bruch dunkle Kalke mit schnurförmigen Silexknauern.
10. 2 m Mergelschiefer wie Folge 8.
Die beiden Mergelbändchen der Folgen 8 und 10 werden auch von H. SCHAETTI (1951) erwähnt. SCHAETTI vermerkt die grosse Aehnlichkeit mit Mergeln vom Partnach-Typus. Da diese späten "Rekurrenzen der Partnach-Fazies" aber durch gut 70 m mächtige Kalkfolgen vom nächsttieferen Mergelband getrennt sind, scheint ihretwegen eine Höherlegung der Grenze von den Unteren- zu den Mittleren Arlberg-Schichten nicht angezeigt.
11. 1 m Aus den Mergelschiefern der Folge 10 durch allmähliche Kalkzunahme hervorgehende, bräunliche, bröckelige, mergelige Kalke.
12. 7 m Kalke wie Folge 9, die aber keine schnurförmigen Kieselkonkretionen mehr enthalten.
13. Massige, rauhbackenartige Brekzie; Basis der Oberen Arlberg-Schichten. Das Profil durch die Oberen Arlberg-Schichten in der Fortsetzung der bisherigen Profils pur ist auf S. 93 wiedergegeben.

Profil Rellstal (Zimba-Schesaplana-Schuppe)

Das Profil schliesst direkt an die auf S. 78 beschriebene Abfolge der Unteren Arlberg-Schichten an.

1. 3 m Grobbankige, bläulichgrau anwitternde, im Bruch dunkle, dichte Kalke mit vereinzelt dünnen, weissen Kalzitadern und vielen Stylolithen. Die Schichtflächen sind wie bei Folge 2 des Profils Lünkerkrinne (s. unten) von länglichen Wurstln bedeckt.
Im Dünnschliff zeigen diese Kalke eine schwach grunitische Struktur, in welcher nur verschwommen wahrnehmbare, ovale bis längliche Gebilde vorkommen, bei denen es sich um Schnitte durch die Lebensspuren handeln dürfte, die auf den Schichtflächen als "Wurstln" ausgebildet sind.
Der Fossilinhalt beschränkt sich auf wenige, kleine, völlig rekristallisierte und dolomitisierte Gastropoden.
2. 20 m Feinbankige bis mittelbankige, dunkelgrau anwitternde, im Bruch dunkle Kalke mit wellig-höckerigen Schichtflächen, deren Vertiefungen mit braunrot anwitternden Tönhäuten überzogen sind.
In die Kalke eingelagert sind plattige bis 30 cm dicke, beige Mergelkalklagen.
Im Dach wird die Folge 2 schief abgeschnitten von einer massigen Kalkbrekzie, mit der wir die Oberen Arlberg-Schichten, deren Profil auf S. 99 wiedergegeben ist, beginnen lassen.

Profil Lünkerkrinne (Frescalot-Kristakopf-Schuppe)

Das Profil verläuft auf dem Grat zwischen der Lünkerkrinne und dem Salonienkopf. Es ist auf Fig. 15 veranschaulicht.

1. 15 m Grobbankige, dunkelgrau anwitternde, im Bruch graue, feinkörnige, fossilführende Kalke. Limonitanreicherungen sind besonders an die spatiierten Muschelschalen gebunden. Unter den Schalendurchschnitten fallen 1.5 bis 2 cm grosse Exemplare auf, bei denen beide Klappen im Verband geblieben sind. Diese Muscheln (Megalodonten?) weisen fast immer mit dem Schlossrand zur Schichtunterseite; sie befinden sich also in Lebensstellung. Der schlossnahe Teil des Muschellumens ist mit feinem Sediment erfüllt, während der obere Teil, wie auch die Schale, aus hellem, limonitischem Dolomitspat besteht (Geopetalgefüge!). Neben diesen relativ dickwandigen Muscheln kommen auch kleinere, dünnwandige und vielfach nur bruchstückhaft erhaltene Bivalvenreste vor. Ihre Einzelklappen zeigen wahllos mit der konkaven oder konvexen Seite nach oben; sie sind also nicht nach dem Prinzip der stabilsten Lage gegen Wasserbewegungen eingeregelt.
2. 8 m Feinbankige bis mittelbankige, in Bruch und Anwitterung graue, stark mit pelitischem Material verunreinigte, feinkörnige Kalke. Sie sind von langen, dünnen "Wurstln" durchzogen, die auf der Anwitterungsfläche vorstehen (vgl. Photo 42). Die "Wurstln", die wir

als Lebensspuren ansehen, setzen schon nach 3 m aus. Die Schichtung wird bankiger, und es schalten sich Horizonte von zurückwitternden aber trotzdem ziemlich harten, mergeligen Kalkschiefern und plattigen Kalke ein.

3. 2,5 - 3 m Zurückwitterndes und stellenweise bewachsenes Band grauer, dünngeschichteter Kalke und Kalkschiefer, die sich morphologisch wie eine weitere Einlagerung von Partnach-Schiefern ausnehmen. Auf den Schichtflächen der plattigen Kalke fallen verschiedene, kleine Bodenmarken auf.
4. 12 m Wild zerklüftete, massige, hell anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke, die am Grat zackige, kleine Felstürmchen bilden. Sie enthalten schichtparallel verlaufende, bis 30 cm lange, schnurförmige Silexknauer. Horizontweise sind bis 2 cm grosse Schalenbruchstücke angereichert, die wie diejenigen in Folge 1 aus hellem Dolomitspat bestehen. Sie sind nicht selten herausgelöst und hinterlassen Vertiefungen, die dem Gestein ein löcheriges Aussehen verleihen können.
5. 1,5 m Dünngeschichtete, beige mergelige Kalke, die erneut ein zurückwitterndes Band bilden.
6. 2 m Grobbankige, dunkle, splitterig brechende Kalke.
7. 4 m Dünngeschichtete, in Bruch und Anwitterung graue, zurückwitternde Kalke und Kalkschiefer mit kleinen Bodenmarken vergleichbar denjenigen in Folge 3.
8. 6 m Grobbankige, in Bruch und Anwitterung dunkelgraue, körnige Kalke mit verkieselten und dolomitisierten, dünnwandigen Muschelschalen-Bruchstücken und kleinen Gastropoden.
9. 1 - 1,5 m Plattige Kalke und Kalkschiefer wie Folge 7.
10. 15 m Kalke wie Folge 8. Molluskenschalen sind in bis 1 m mächtigen Horizonten angereichert.
11. 1 m Nochmals zurückwitterndes Band von beigen, mergeligen und ziemlich harten Kalkschiefern. Die Schichtoberseiten sind oft dicht bedeckt mit durchschnittlich 1 cm langen und 1 mm breiten, in allen Richtungen angeordneten Vertiefungen, die einander nie durchkreuzen, was stark an Weide- und Frassspuren erinnert.
12. 1 m Massige Bank hell und löcherig-schwammig anwitternder, im Bruch dunkelgrauer, grumitischer Kalke.
13. 5 m Grobbankige, hell anwitternde, im Bruch dunkle Kalke (Mikrofaziestypus A 1).
14. Massige Brekzie, die die Oberen Arlberg-Schichten einleitet (siehe Profil Lünérkrinne der Oberen Arlberg-Schichten, S. 100).

MÄCHTIGKEIT UND VERBREITUNG

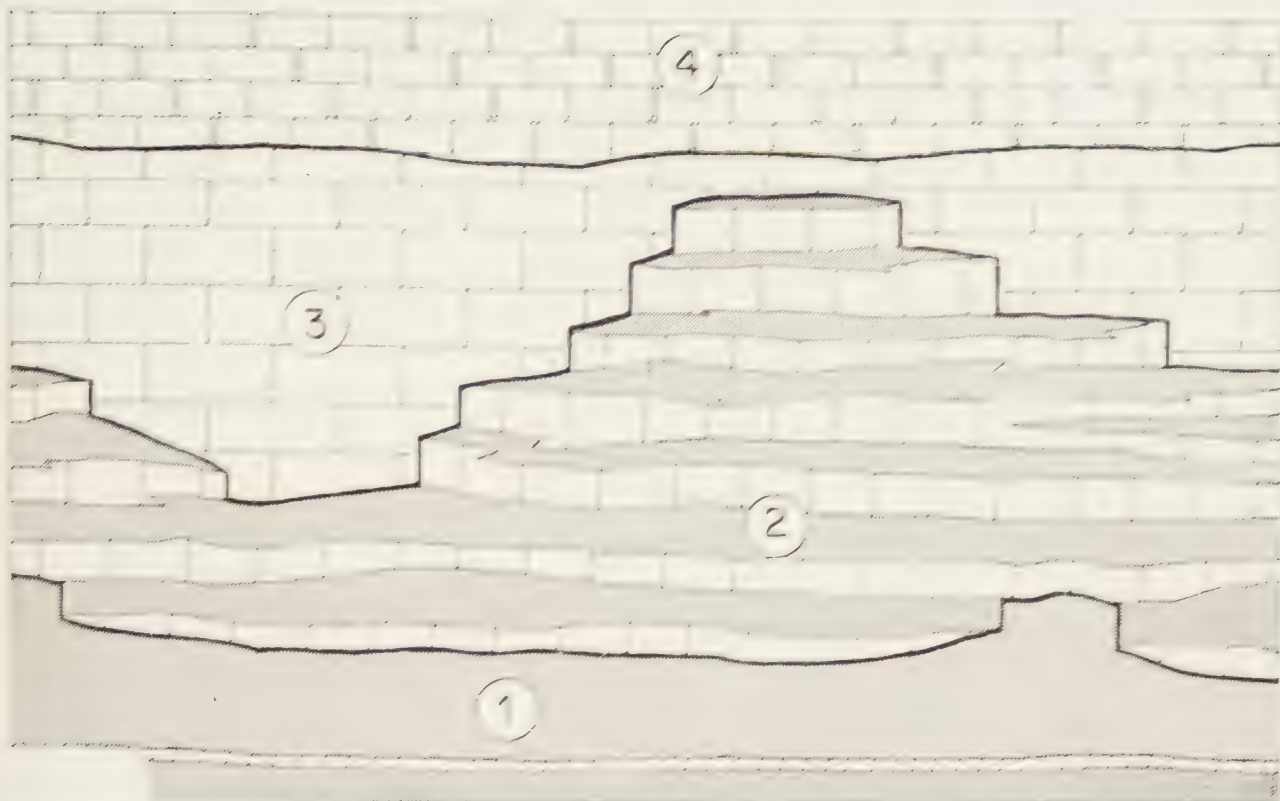
Die Mittleren Arlberg-Schichten weisen wie die Unteren Arlberg-Schichten bedeutende Mächtigkeitsunterschiede auf, die - abgesehen von allfälliger unterschiedlicher Subsidenz und verschiedener Sedimentationsgeschwindigkeiten - vor allem durch die beträchtliche Heterochronie der Grenze zwischen Unteren und Mittleren Arlberg-Schichten zustande kommt. Diese Heterochronie beruht darauf, dass die pelitischen Einschaltungen und damit per definitionem die Unteren Arlberg-Schichten im mittleren Ladinian auf immer engere Ablagerungsgebiete beschränkt wurden, während umgekehrt in immer weiteren Bereichen die pelitarmen Karbonatgesteine der Mittleren Arlberg-Schichten abgelagert wurden.

Untere und Mittlere Arlberg-Schichten sind somit mindestens teilweise vikariierende Formationsglieder, was in Fig. 16 schematisch veranschaulicht wird.

Das sich ergänzende Verhalten von Unteren und Mittleren Arlberg-Schichten ist am besten im Gebiet der Setscher und der Lohnfreschen zu sehen, wo die Unteren Arlberg-Schichten ihre grösste Entfaltung erreichen (vgl. Fig. 14 und stratigraphische Sammelprofile, Kolonne VI), die Mittleren Arlberg-Schichten dagegen kaum 10 m mächtig sind. Im Erosionsanschnitt des Krummbaches hinter der unteren Brüggele Alp (2 km östlich der Setscher Freschen) bilden sogar nur noch 6 m Mittlere Arlberg-Schichten das Hangende der in der Wasserfallstrecke des Krummbaches aufgeschlossenen mächtigen Unteren Arlberg-Schichten, bei denen jeweilen die Kalkbankfolgen die einzelnen Wasserfälle und die Mergelschieferbänke die dazwischenliegenden Flachstrecken bedingen. Im Hangenden werden die Mittleren Arlberg-Schichten des Krummbaches gefolgt von zuckerkörnigen und rauhwackigen Karbonatgesteinen der Oberen Arlberg-Schichten, die auf der geologischen Karte des Rätikon als "Karn" eingetragen sind. Bei der Aufnahme des Profils konnten wir hier nirgends die auf besagter Karte vermerkten Raibler Sandsteine finden.

In ansehnlicher Mächtigkeit von über 70 m treten die Mittleren Arlberg-Schichten am Schönberg (nur zweimalige Wechsellagerung, vgl. Fig. 14) und besonders in den Steilabstürzen des Hahmenspiels gegen das Saminatal auf.

Am Hubel sind die Mittleren Arlberg-Schichten nur durch eine 3-5 m mächtige, helle Dolomitbankfolge (vgl. stratigraphische Sammelprofile, Kolonne III) vertreten, über der direkt die rauhwackig-zuckerkörnigen Ausbildungen der Oberen Arlberg-Schichten einsetzen. Da für den Bereich des Hubel aber mit tektonisch bedingten Mächtigkeitsveränderungen unbestimmten Ausmasses gerechnet werden muss



- 1: Parnach-Formation mit oberer Parnach-Kalksteine
- 2: Untere Arberg-Schichten mit Wechselagerungen von Kalksteinschichten und Schiefersteinen
- 3: Mittlere Arberg-Schichten
- 4: Obere Arberg-Schichten

Fig. 16 Schematische Darstellung der Mächtigkeitverhältnisse und des Grenzverlaufes zwischen Unteren und Mittleren Arberg-Schichten.

(vgl. S. 71), kann dieses Gebiet nicht für Mächtigkeitverhältnisse zwischen Unteren und Mittleren Arberg-Schichten beigezogen werden und musste auf Fig. 14 als fraglicher Bereich offen gelassen werden.

In der Phyllitzone sind Äquivalente der Mittleren Arberg-Schichten aus der oberen Gauer-Munde und der Amstutz-Munde bekannt. Ihre Lagerungsgrenze ist jedoch wegen des Fehlens jüngerer Ablagerungen in allen Münden der Phyllitzone nicht festzulegen, so dass die totale Mächtigkeit noch mehr als die 30 m betragen dürfte, die in der Amstutz-Munde aufgeschwungen sind.

An der Tanneggauer Mittagspitze werden auf der geologischen Karte des Raikon "Arbergschichten", die als Äquivalente der Mittleren Arberg-Schichten aufgeführt werden können, hauptsächlich in der Umgebung von P. 1733 oberhalb Hochegg angegeben. Die Lagerungsverhältnisse dieser Gegend sind aber wesentlich komplizierter als es nach der geologischen Karte den Anschein hat. Nach unseren Befunden folgen über dem Kristallin mit wechselndem Kontakt direkt die Schiefer der Parnach-Formation. An einer zweiten Verschiebung, die durch den P. 1733 verläuft, werden Buntsandstein und Punt la Drossa-Schichten über die Parnach-Formation gebracht. Die Punt la Drossa-Schichten werden ihrerseits überlagert von Kalken, die mikrotaziell mit den Gutensteiner Kalken des Profils Wildbad vergleichbar sind. Die mutmaßlich als Mittlere Arberg-Schichten zu betrachtenden Kalken sind durch eine ca. 20 m breite Gehölz- und Vegetationsentwicklung von den letztgenannten Gutensteiner Kalken getrennt. Die Mächtigkeit der sog. "Arberg-Kalke" wird auf 20-30 m geschätzt.

GLIEDERUNG

In bezug auf ihre vertikale Gliederung können die Mittleren Arberg-Schichten eher unform oder auch ziemlich mannigfaltig ausgebildet sein, was natürlich auch von der jeweiligen Mächtigkeit abhängt. Die grossen Mächtigkeitsunterschiede dürften es verständlich machen, dass innerhalb der Mittleren Arberg-Schichten keine über das ganze Untersuchungsgebiet korrelierbaren Horizonte auftreten. Aber auch zwischen benachbarten Profilen mit vergleichbaren Mächtigkeiten ist keine Korrelation einzelner Horizonte möglich, sondern es kann lediglich eine allgemeine Ähnlichkeit der gesamten lithologischen Abfolge sowie das gemeinsame Auftreten von bestimmten kennzeichnenden Ausbildungen vermehrt werden.

Für die Frescalot-Kette und die westlichen Teile des Rellstalhanges sind Einlagerungen von dünn- geschichteten, mergeligen Kalken und Kalkschiefern in die bankigen Kalke typisch.

Die im Profil Bergle (S. 87, Folgen 8 und 10) beschriebenen Mergelbändchen können nach H. SCHAETTI (1951, p. 67) rund um den Schönberg nachgewiesen werden, und J. VERDAM (1928, p. 28) erwähnt eine 1,5 m dicke "Schieferbank" hoch in den "Arlberg-Schichten" unterhalb des Klamperschrofens. Ein etwa 50 cm mächtiges Mergelbändchen, das demjenigen vom Bergle gleicht, konnten wir auch in den Mittleren Arlberg-Schichten am Weglein von der Bundesstrasse zum Fürkele ca. auf Kote 680 m feststellen. Ob alle diese Mergelbändchen untereinander korreliert werden dürfen und als Ergebnis einer späten, weit- verbreiteten, kurzfristigen Rekurrenz der pelitischen Fazies zu deuten sind, bleibt fraglich.

Onkolithische Kalke können in jeder Höhe innerhalb der Mittleren Arlberg-Schichten vorkommen, scheinen aber vor allem im westlichen Rätikon ausgeprägt zu sein.

Anzeichen für Resedimentation finden sich wie auch Lagen und Linsen mit Schalentrümmern prak- tisch im ganzen Gebiet der Schuppen 1-7. Ähnlich verhält es sich mit der Verbreitung authigenen Quarzes, insbesondere der schnurförmigen Silexknauer.

FAZIES UND SEDIMENTATIONSBEDINGUNGEN

Die dunkeln, feinkörnigen Kalke der Mikrofazies A 1 und A 2

Die Mittleren Arlberg-Schichten setzen sich zum grössten Teil aus Kalkfolgen der Mikrofazies A 1 und A 2 zusammen. Makroskopisch sind dies die immer wieder zitierten dunkeln, feinkörnigen Kalke, die im Laufe der Zeit zum Charakteristikum des "Arlberg-Kalkes" erhoben worden sind (vgl. S. 74).

Die Fazies der Mittleren Arlberg-Schichten unterscheidet sich damit kaum von der Kalkfazies der Unteren Arlberg-Schichten. Die Mikrofazies A 1 überwiegt auch hier klar über die nur durch die Luma- chellenhorizonte und -linsen vertretene Mikrofazies A 2.

Ausser der grunitischen Struktur, über die wir uns schon bei der Besprechung der Unteren Arlberg- Schichten geäussert haben, kommen in den der Mikrofazies A 1 zugeordneten Kalken vermehrt Onkolithe vor. Zwischen Onkoiden, Kalkschlammintraklasten und gewöhnlicher grunitischer Struktur bestehen alle Uebergänge. Onkolithe treten in bankigen Lagen oder in nur wenige Millimeter dicken, flachen Linsen auf. In onkolithischen Lagen sind oft Fossilreste: Molluskenschalentrümmer, Ostracodenschälchen und benthonische Foraminiferen angereichert.

Ein weiteres Faziesmerkmal, das wir besonders in An- und Dünnschliffen von Kalken der Mittleren Arlberg-Schichten bemerken, ist eine Feinschichtung im Millimeter- bis Zentimeterbereich mit z. T. gradierten Kleinzyklen. Diese Kleinzyklen, wie sie im Profil Bergle, S. 86, Folge 4 und Photo 27 sowie am Kristakopf einige Meter über der Obergrenze der Unteren Arlberg-Schichten (Profil Kristakopf, S. 79) beobachtet wurden, sind durchschnittlich etwa 1 cm dick. Die gröbere, untere Partie eines Zyklus besteht aus einem onkolithischen Kalkarenit (vgl. Photo 26) mit rundlichen bis länglich ovalen, dichten Schlickgeröllen in einer rekristallisierten, körnigen Grundmasse. Plastische Verformungen an den On- koiden weisen auf eine Einbettung in noch nicht konsolidiertem Zustand hin.

Innerhalb von feingeschichteten Folgen sind oft geringfügige Diskordanzen und Setzungsstrukturen (Belastungsmarken) festzustellen (vgl. Photo 28).

Die aus Molluskenschalen bestehenden Lumachellen der Mikrofazies A 2 sind z. T. noch ausgeprägter als in den Kalkbänken der Unteren Arlberg-Schichten. Die meisten Lumachelleneinschaltungen enthalten ausschliesslich weisse, aus Dolomit und/oder authigenem Quarz bestehende Bivalvenschalen und kleine Gastropoden in einer dunkeln, makroskopisch feinkörnigen bis dichten Grundmasse. Eine Bestimmung der Fossilien, die gegenüber der weniger resistenten Grundmasse auf der Anwitterungsfläche heraus- präpariert sein können, hält wegen der vollständigen Umkristallisation und der oft weitgehenden Zer- trümmerung und Deformation schwer. Die dickwandigen Muschelschalen wurden von D. TRÜMPY (1916, p. 147) mit Megalodonten verglichen, doch ist diese Zuordnung wegen des unbefriedigenden Erhaltungs- zustandes wohl fraglich. Wir möchten die Muscheltrümmer eher als Pachycardien ansehen. Die klein- wüchsigen, spitztrochoiden Gastropoden bestimmte D. TRÜMPY als *Loxonema* sp.

H. SCHAETTI (1951, p. 68) erwähnt eine Fossilplatte mit Zweischaler- und Gastropodenabdrücken, in denen er *Pleuromya* sp. und *Amauropsis* sp. zu erkennen glaubt. Bei dieser Platte, die von der Strasse Steg - Malbun nahe der Abzweigung des Weges nach dem Bergle stammt, dürfte es sich um den gleichen Fossilhorizont handeln, den wir oberhalb des Grosstobels (Vorder Valorsch) haben feststellen können.

Ausgeprägte Lumachellen mit weissen, herauspräparierten Molluskenschalen fanden wir besonders in der Frescalot-Kette (vgl. Profil Lünerkrinne, S. 87/88, Folgen 1, 4 und 10) und an den Kanzelköpfen, am Grat zwischen P. 2292 (Schwarz Chopf) und P. 2410 (vgl. Photo 41).

Die im Abschnitt über die Lebensbedingungen in der Kalkfazies der Unteren Arlberg-Schichten ge- äusserte Ansicht, dass die Anreicherungen von Molluskenschalen immer eine - wenn auch nicht auf

allzu grosse Turbulenz zurückzuführende - Zusammenschwemmung darstellten, kann im grossen und ganzen auch auf die Lumachellen der Mittleren Arlberg-Schichten ausgedehnt werden. Als einzigen Gegenbeweis für eine Einbettung in der Lebensstellung können die Muscheln der Folge 1 des Profils Lünerrinne, S. 87 angeführt werden.

Von den bisher behandelten Lumachellen abweichend und eher der Lumachelle in den Partnach-Kalken der Augstenberg-Schuppe (vgl. S. 71) vergleichbar ist die Fossilage in der Folge 1 des Profils Alpila, S. 85.

Die Dolomitisierung der Kalke der Mittleren Arlberg-Schichten ist meist gering. Vollständige Sekundärdolomitisierung zu ungleichmässig körnigen Dolomiten findet sich nur am Hubel (vgl. S. 88) und in fraglichen Mittleren Arlberg-Schichten an der Tschaggunsener Mittagsspitze, südöstlich P. 1733. Im allgemeinen sind die Dolomitisierungen auf Molluskenschalen, Kerne von Onkoiden und auf unregelmässig im kalkigen Sediment angeordnete, kleine Dolomitspataggregat und Dolomiteinzelspäte beschränkt, welche in den meisten Dünnschliffen angetroffen werden.

Neben verkieselten Molluskenschalen und kleinen, meist vereinzelt authigenen Quarzkörnern kommen in den Kalken der Mittleren Arlberg-Schichten die bereits aus den Kalkbankfolgen der Unteren Arlberg-Schichten erwähnten schnurförmigen Hornsteinknauer vor. Sie sind schichtparallel angeordnet, treten aber nie auf den Schichtflächen sondern immer nur schichtintern auf und sind untereinander nie mit Fortsätzen verbunden, was sie in bezug auf die äussere Morphologie von den Hornsteinknauern der Reiflinger Schichten unterscheidet. Wie diese letzteren bestehen die schnurförmigen Kieselkonkretionen der Arlberg-Formation aus mikrokristallinem Quarz. Ein Dünnschliff aus der Kontaktzone einer schnurförmigen Kieselkonkretion mit dem umgebenden Kalk ergibt folgendes Bild: Der mikrokristalline Quarz wird von Limonit fleckig braun gefärbt und ist von zahlreichen Kalzitadern durchzogen, die nach der Verkieselung entstanden sein müssen. Im Grenzbereich gegen den Kalk ist das feinkörnige Quarzaggregat von vielen grobkörnigen Kalzitaggregaten durchsetzt (Resorption?). Ausserdem durchsetzen kleine Kalzite auch das Innere der Quarzkonkretion. Sie sind immer deutlich kleiner als idiothene, stark limonitische Dolomitspäte (vgl. Photo 29).

Im Profil des Grosstobels treten in den untersten Kalkbänken der Mittleren Arlberg-Schichten verwitterungsresistente, an Algenknollen erinnernde Kieselkonkretionen auf, die eine flach ellipsoidische Form haben und randlich von einem Wulst umgeben sind. Beim Bespritzen mit verdünnter Salzsäure können sie noch kurz und lebhaft aufbrausen, was von der Durchdringung der ebenfalls aus feinkörnigem Quarz bestehenden Konkretion durch körnigen Kalk herrührt. Der Karbonatgehalt nimmt vom Rande gegen das Zentrum allmählich ab. Wie sich in einem Dünnschliff durch das Zentrum der Konkretion zeigt, sind kleine, feinkörnige Kalkaggregate aber auch hier noch reichlich vertreten.

Die Kieselkonkretionen der Arlberg-Formation können auf Grund ihrer Lagerungskriterien etwa mit den schichtinternen Hornsteinknauern der Reiflinger Schichten verglichen werden, was jedoch noch nichts über eine genetische Vergleichbarkeit besagen will. Die sicher sekundäre Verkieselung von Molluskenschalen lässt darauf schliessen, dass auch die schnurförmigen Silexkonkretionen eher spätdiagenetischer Entstehung sind. Konkrete Hinweise für einen vulkanischen Ursprung der Kieselsäure, wie er bei den Hornsteinknauern der Reiflinger Schichten in Betracht gezogen werden kann, fehlen für die schnurförmigen Kieselkonkretionen der Arlberg-Formation.

Die Schichtung in den Mittleren Arlberg-Schichten ist wie diejenige in den Kalkbänken der Unteren Arlberg-Schichten unterschiedlich. Neben grobbankigen bis massigen Kalkfolgen kommen gebietsweise feinkörnige, dünn geschichtete oder gar laminierte Kalke vor. Die Schichtflächen sind eben oder wellig-höckerig und von Tönhäuten überzogen.

Geringe Anteile pelitischen Materials sind in den Kalken der Mittleren Arlberg-Schichten durchwegs verbreitet und äussern sich in den recht zahlreichen Stylolithen. Einlagerungen aus mehrheitlich pelitischem Material kommen nur in den auf S. 90 behandelten Mergelbändchen vor und sind für den Gesamtsedimentationsablauf der Mittleren Arlberg-Schichten mehr oder weniger bedeutungslos.

Zur Fazies der Mittleren Arlberg-Schichten in den Mulden der Phyllitgneiszone und der östlichen Mittagsspitze-Geisspitz-Zone

Die Fazies der Mittleren Arlberg-Schichten in den Mulden der Phyllitgneiszone und an der Tschaggunsener Mittagsspitze unterscheidet sich von derjenigen in den Schuppen 1-7 durch das Fehlen von Lumachellenlagen und schnurförmigen Kieselkonkretionen. Verbreitet sind dagegen Onkolithe mit typischer Einregelung und Längung der Onkoide infolge tektonischer Beanspruchung. Da solchermassen struierte Onkolithe ebenfalls kennzeichnend für Gutensteiner Kalke des betreffenden Gebietes sind, ist es im Handstück und Dünnschliff oft nicht möglich, Kalke der Arlberg-Formation von Gutensteiner Kalken zu unterscheiden, sofern diese nicht aus ihrer Lage im Schichtverband heraus identifiziert werden können.

Lebensspuren von vagilem Benthos finden sich in den Mittleren Arlberg-Schichten sowohl auf den Schichtflächen als Kriech- und Frassspuren als auch schichtintern als Grabgänge. In Grösse und Ausbildung differieren sie beträchtlich voneinander, so dass sie mehreren Arten von Bodenbewohnern zugewiesen werden dürften. Die grössten Lebensspuren sind wurstelförmige, bis einen Zentimeter breite und viele Zentimeter lange, auf den Schichtflächen feinkörniger und dünngeschichteter Kalke vorstehende Gebilde, wie sie vom Profil Lünkerkrinne, S. 87/88, Folge 2, und vom Profil Rellstal, S. 87, Folge 1 beschrieben worden sind. Gut ausgebildet sind diese Bodenspuren ausserdem an den Kanzelköpfen zwischen P. 2292 (Schwarz Chopf) und P. 2410 (vgl. Photo 42). In einem Dünnschliff von Kalken dieser Lokalität beobachtet man in einer homogen feinkörnigen bis leicht grumitischen Grundmasse unregelmässig verteilte, bald rundliche, bald länglich rechteckige, gestreckte oder gebogene Formen, die kaum einen Millimeter gross sind (vgl. Photo 30). Es sind kleine, mit dunkel erscheinendem, dichten Schlickmaterial ausgefüllte Röhrchen, die wir am ehesten als Exkremeute ansehen möchten.

Die grösseren, wurstelförmigen Lebensspuren werden schon von D. TRÜMPY (1916, p. 147) als "Bänke von Wurstelkalken" erwähnt, die von denjenigen des Alpenen Muschelkalkes für nicht unterscheidbar gehalten werden. Derselben Meinung waren auch J. VERDAM (1928, p. 28), W. O. LEUTENEGER (1928, p. 30) und P. ARNI (1926, p. 42), welche die Lebensspuren lediglich als "wurstelförmige Tonwülste" oder "Knollenkalke" erwähnen. Dieser Ansicht vermögen wir uns nicht anzuschliessen, da sich die wurstelförmigen Bodenspuren der Arlberg-Formation deutlich von den Subsolutionsgebilden der Gutensteiner Schichten, den sog. Wurstelkalken, trennen lassen. Im Gegensatz zu diesen sind nämlich die wurstelförmigen Strukturen in der Arlberg-Formation nur selten durch Tonschlieren gegen das übrige Gestein abgegrenzt, weshalb sie sich im Anschliff auch kaum von der gleichkörnigen Grundmasse abheben. Die Bezeichnung "Tonwülste" für die wurstelförmigen Lebensspuren ist somit völlig irreführend, weil der Tongehalt der Wülste nicht höher ist als derjenige im umgebenden Kalk, und die Bezeichnung "Knollenkalke" ist wegen des Fehlens von Analogien zu wirklichen Knollenkalken, etwa denjenigen der Reiflinger Schichten, abzulehnen.

Die recht zahlreichen Lebensspuren benthonischer Organismen sowie die Häufigkeit von Schalenresten benthonischer Lebewesen lässt für den Ablagerungsraum der Mittleren Arlberg-Schichten ein im wesentlichen lebensfreundliches Bodenmilieu annehmen. Beweise für negative Eh-Bedingungen im frischen Sediment und allenfalls im überlagernden Bodenwasser sind nur durch die nicht allzu häufigen und gebietsmässig beschränkten Einschaltungen dunkler, stinkender Kalke gegeben, nicht aber durch die dunkeln, feinkörnigen Kalke im allgemeinen, da oft gerade in solchen Kalken Lebensspuren angetroffen werden.

Die Verbindung des Rätikon im mittleren bis oberen Ladinian zu einem offenen Meeresgebiet mag durch den Fund eines Nothosauriden-Femur in den Mittleren Arlberg-Schichten der Tidrüfe (vgl. Fig. 17) belegt werden, da die Lebensweise der für die Trias leitenden Nothosauriden marin-nektonisch ist.

Der Femur eines Nothosauriden ist der einzige bisher in der Mitteltrias des Rätikon gefundene Wirbeltierrest. Der auf Photo 43 in Originalgrösse wiedergegebene Femur ist vergleichbar mit entsprechenden Nothosauriden-Knochen:*

- a) aus dem Muschelkalk von Bayreuth. H. von MEYER (1847-1855), Taf. 50, Fig. 9. Unser Stück ist etwas kleiner.
- b) aus dem Saurier-Kalk von Jena. H. von MEYER (1847-1855), Taf. 32, Fig. 16 und 17. Diese Knochen stimmen grössenmässig gut mit unserem Femur überein.
- c) aus der Rüdersdorfer Trias (Orbicularis-Schichten = unterer germanischer Muschelkalk, Anisian). Unser Exemplar ist wiederum etwas kleiner als der Femur des aus diesen Schichten stammenden *Nothosaurus raabi* SCHROEDER (1914).

Bezüglich der Dimensionen lässt sich unser Femur auch vergleichen mit denjenigen von *Ceresiosaurus calcagnii* PEYER Expl. A und Expl. B, welche Gesamtkörperlängen von 1040 bzw. 1400 mm haben, so dass der Femur aus der Tidrüfe etwa zu einem Nothosauriden mit einer Körperlänge von 1,2 m gehören dürfte.

* Für die Hinweise zur Klassierung des Wirbeltierknochens aus der Tidrüfe sind wir Herrn Prof. Dr. E. KUHN-SCHNYDER, Zürich, zu ergebenstem Dank verpflichtet.

OBERE ARLBERG-SCHICHTEN

DEFINITION UND BEGRENZUNG

Versuche und Anregungen, die heteromorphen Gesteinsfolgen über den mehr uniformen Kalken der Mittleren Arlberg-Schichten als ein selbständiges Schichtenglied innerhalb der Arlberg-Formation (resp. der Arlberg-Schichten) zu behandeln, lassen sich verschiedentlich nachweisen. Unter der Bezeichnung "Arlbergdolomit" dürfte D. TRÜMPY (1916) weder alle dolomitischen Bildungen innerhalb der heutigen Arlberg-Formation noch einzig den dem Hauptdolomit ähnlichen, bankigen Dolomit im oberen Teil der Arlberg-Formation am Hubel (vgl. S. 96 Folge 22) verstanden haben. Der "Arlbergdolomit" war vielmehr die Gesamtheit aller über dem "Arlbergkalk" folgenden, zu einem grossen Teil dolomitischen Abfolgen, eingerechnet der meisten nach unserer Definition für die Oberen Arlberg-Schichten typischen Ausbildungen. Auch bei J. GUBLER (1927), W. O. LEUTENEGGER (1928) und J. VERDAM (1928) werden der "Arlbergdolomit" und die ihn begleitenden Rauhwacken und Brekzien erwähnt. Während jedoch GUBLER die relativ grosse Variationsbreite und die lithostratigraphische Bedeutung, die TRÜMPY gegeben hatte, erkannte, fassten LEUTENEGGER und VERDAM den "Arlbergdolomit" in einem viel zu engen und rein lithologischen Sinne auf, weshalb dann LEUTENEGGER zum Schluss kam, dass am Rellstalhang kein "Arlbergdolomit" ausgebildet sei, obwohl dort die Oberen Arlberg-Schichten vielfältig und zum grossen Teil dolomitisch ausgebildet sind.

Auf der geologischen Karte des Rätikon sind die Schichtfolgen des höheren Teiles der Arlberg-Formation z. T. nach lithologischen Merkmalen zusammengefasst und auskartiert worden. Doch wurden dabei gerade die für die Oberen Arlberg-Schichten typischen Gesteinsfolgen, mit Ausnahme derjenigen am Hubel, schon zum "Karn" (= Raibler-Formation) gerechnet.

F. HIRSCH (1966) hat, wie auf S. 74 erwähnt worden ist, in der Arlberg-Formation neben dem "Calcaire d'Arlberg" eine "Dolomie d'Arlberg" und die "Couches d'Arlberg supérieures" ausgeschieden. Diese Unterteilungen sollen Formationsglieder darstellen, beruhen aber im wesentlichen auf Mikrofaziestypen. Ihre Abgrenzungen gegeneinander, besonders diejenige der "Dolomie d'Arlberg" gegenüber den "Couches d'Arlberg supérieures", gehen aus den Ausführungen von HIRSCH nicht deutlich genug hervor. Immerhin glauben wir annehmen zu dürfen, dass "Dolomie d'Arlberg" und "Couches d'Arlberg supérieures" etwa unsern Oberen Arlberg-Schichten entsprechen.

Das Formationsglied der Oberen Arlberg-Schichten ist charakterisiert durch die zum Hangenden hin immer mehr über die dunkeln, feinkörnigen Kalke (sog. "Arlberg-Kalke s. s.", vgl. S. 85) dominierende und schliesslich allein herrschende Faziesassoziation von zuckerkörnigen, löcherigen und rauhwackenartigen Kalken und Dolomiten, gestreiften und teilweise zyklisch geschichteten Karbonatgesteinen (u. a. Primärdolomite), Trümmerrauhwacken und verschiedenartigen Brekzientypen sowie schliesslich von kalkigen oder dolomitischen Mergeln.

Die Oberen Arlberg-Schichten beginnen demnach, wie schon auf S. 85 erwähnt, mit dem ersten Einsetzen einer dieser oben angeführten Bildungen, und sie endigen zusammen mit der Arlberg-Formation an der Basis des Raibler Sandsteins.

PROFILBESCHREIBUNGEN

Profil Bergle (Heupiel-Schuppe; am Eingang ins Malbuntal)

Aus diesem Profil, das in der Fortsetzung des auf S. 87 wiedergegebenen Profils durch die Mittleren Arlberg-Schichten am Weg über Korala zum Bergle aufgenommen und zur Errechnung der Mächtigkeiten auf eine geradlinige, senkrecht zum Schichtstreichen verlaufende Profilsur projiziert worden ist, soll hervorgehen, wie die lagunären Lithotypen, die schon relativ tief in der Arlberg-Formation einsetzen, immer wieder mit mächtigen Abfolgen normalmariner Kalke, wie sie auch für die Mittleren Arlberg-Schichten typisch sind, wechsellagern können.

1. 3 - 4 m Massige, rauhwackenartige Brekzie mit bräunlichem, limonitischem Dolomitzement, der oberflächlich sehr leicht auswittert, so dass in den Zwickeln zwischen den einzelnen Komponenten Hohlräume entstehen, und onkolithischen Kalkkomponenten.
Die Onkoide bestehen aus einem Kalzitaggregat, das von einer dunkeln, dichten Lamelle umgeben ist. Neben den Pseudo-Ooiden kommen in der Grundmasse auch länglich-rechteckige Gebilde unbekannten Ursprungs vor, die ebenfalls aus einem spätigen Zentrum und einer dunkeln, dichten Schale bestehen.
2. 7 m Undeutlich gebankte, hell bläulichgrau anwitternde, im Bruch dunkle Kalke, die infolge unregelmässig verteilten Limonitgehaltes rostige Flecken aufweisen und von zahlreichen bankinternen stylolithischen Tönhäuten durchzogen sind.

3. 1,5 m Lächerige, rauhwackenartige, in Bruch und Anwitterung graue, körnige Kalkbank.
4. 5 m Mittelbankige bis grobbankige, auch in der Anwitterung dunkle Kalke, die beim Anschlagen stark riechen. Zwischen den einzelnen Bänken können bis 2 cm dicke, blätterig zerfallende, bräunliche Mergellagen eingeschaltet sein.
5. 1,5 m Ziemlich gleichmässig mittelbankige, graubeige, feinzuckerkörnige Kalke. Sie stehen ca. auf Wegkote 1500 m an.
6. ca. 35 m Mittelbankige bis grobbankige, bläulichgrau anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke. Sie enthalten viele kleine, weissliche Verkieselungen ohne bestimmte Umrisse und riechen beim Anschlagen ziemlich stark. Sie sind teilweise auch ausgesprochen bröckelig infolge intensiver Klüftung und zerfallen dann zu scharfkantigen Parallel-epipeden.
7. 2 m Massige Bank löcherig-rauhwackiger, in Bruch und Anwitterung beiger Kalke.
8. ca. 10 m Kalke wie Folge 6.
9. 2 m Massige Bank aschgrauer, rauhwackig-schwammig anwitternder, hell beige-grauer, oft bröckeliger, feinkörniger Kalke.
10. 40-50 m Undeutlich gebankte, oft schwammig und schmutziggrau anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke. Sie brechen meist scharfkantig, splitterig und können horizontweise auch von messerstichartigen Hohlräumen durchsetzt sein.
11. 4 m Grobbankige, hell bräunlichbeige anwitternde, im Bruch graubeige Kalke. Im Anschliff beobachtet man eine Feinschichtung im Zentimeterbereich. Ueber einem gleichmässig feinkörnigen Kalk folgt mit z.T. flaserig aufgelöster Untergrenze ein hellerer, beiger, dichter Kalk, der sich nach etwa 2 cm wiederum auflöst in mm- bis cm-grosse länglich flaserige Bruchstücke in einem gleichmässig feinkörnigen Kalk.
12. ca. 50 m Kalke ähnlich denjenigen von Folge 10. Sie fühlen sich leicht sandig an und sind oft im mm- bis cm-Bereich undeutlich gestreift.
13. 2 m Massige, dunkel graubeige anwitternde, kalkige Trümmerrauhwacke. Die bis 2 cm grossen Brekzienkomponenten bestehen zur Hauptsache aus einem dunkeln, feinkörnigen Kalk und einem hellbeigen bis weisslichen, dichten (Primär?-)Dolomit. Sie sind meist mehr oder weniger kantengerundet und weisen keine Anzeichen plastischer Verformung auf. Der Zement der Trümmerrauhwacke besteht aus einer weisslichen bis bräunlichen, äusserst mürben, kalkigen, dichten Masse, die leicht auswittert und dadurch die löcherige Struktur der Rauhwacke bedingt.
14. ca. 25 m Meist gut gebankte, z.T. schwammig anwitternde Kalke wie Folge 10.
15. ca. 20 m Bewachsen.
16. 3 m Verwitterungsresistente Bank einer rauhwackigen, polymikten Kalkbrekzie, die beim Austritt des Weges aus dem Krüppelwald auf die Weide unterhalb der Berglehütte (Kote 1700 m) eine kleine Geländerippe bildet.
Die wichtigsten Komponenten der auf Photo 34 abgebildeten Brekzie sind:
1) Dunkle, dichte Kalke mit z.T. scharfkantigen aber auch gerundeten Begrenzungen.
2) Helle, stark zertrümmerte, brekziöse Kalke mit meist rundlichen, geröllartigen Begrenzungen. Sie werden als transportierte Komponenten einer intraformationell-synsedimentären Brekzie betrachtet.
3) Dunkle Kalke mit einem sehr intensiven, feinen Adergefieser. Sie heben sich oft nur undeutlich von der Grundmasse ab und haben vorwiegend rundliche Umrisse.
4) Deutlich grunitische, dunkelgraue, spärlich geäderte Kalke.
Der Zement besteht aus einem dunkeln, spätig rekristallisierten Kalk.
17. 10 m Sehr schlecht aufgeschlossen folgen über der Brekzie von Folge 16 wieder Kalke ähnlich denjenigen von Folge 14. Sie wechsellagern mit mittelbankigen, grauen, feinkörnigen Dolomiten.
18. 5 m Feinbankige bis mittelbankige, dunkelgrau anwitternde, sich rauh anfühlende, stromatolithische Kalkarenite bis Kalklutite. Sie bilden wiederum eine kleine Rippe in der Weide direkt unterhalb der Berglehütte.
In der Anwitterung und im Anschliff fallen einige Millimeter dicke Horizonte auf, in denen bis 200 Mikron grosse Dolomitkörner angereichert sind. Die Dolomitkörner werden als authigen betrachtet. Im Dünnschliff wird eine schwach stromatolithische Struktur beobachtet.
19. ca. 20 m Bewachsen.
20. 5 m Grobbankige, in Bruch und Anwitterung graue, feinkörnige Kalke mit Silexgerinnsel auf der Anwitterungsfläche. Mit gelbbraunen limonitischen Flecken ist sekundärer, grobkörniger Dolomit vergesellschaftet. Die Folge steht knapp über der Berglehütte an.

21. ca. 20 m Undeutlich gebankte, dunkelgrau bis schmutzig braun anwitternde Dolomite, die oft schon auf der Anwitterungsfläche eine auffällige Streifung zeigen. Diese wird, wie aus dem Anschliff und Dünnschliff ersichtlich ist, hervorgerufen durch eine rhythmische Wechsellagerung im Zentimeterbereich von grunitischen, feinkörnigen Dolomitlagen und komplex struierten Dolomitlagen. Diese letzteren erinnern mit ihrer welligen Struktur, die von unregelmässig-lappig begrenzten und mit weissem Dolomitspat erfüllten Hohlräumen durchsetzt ist, an "Algal Mats"; Anzeichen für Sedimentation unter extremen Seichtwasserbedingungen im Gezeitenbereich, wie wir sie schon bei den Gutensteiner Schichten verschiedentlich angetroffen und diskutiert haben (vgl. S. 46/47 und Photo 11, sowie A.G. FISCHER, 1964, p. 107 ff. und F.B. van HOUTEN, 1964, p. 497 ff.).
22. 15 m Feinbankige bis grobbankige, z.T. zuckerkörnige dolomitische Kalke und kalkige Dolomite, die im Millimeter- bis Zentimeterbereich rhythmisch geschichtet sein können. Als geringmächtige Einlagerungen findet sich dolomitische Mergel.
23. 8 m Massige, graubeige anwitternde, stark löcherige Kalkrauhwacke. Die oberflächlich ausgewitterten, bis 3 cm grossen Hohlräume sind im Innern des Gesteins mit einer erdig zerfallenden, fahl ockerfarbenen, dichten dolomitischen Masse erfüllt.
24. Basale Sandstein- und Siltschieferfolge der Raibler-Formation.

Profil Hubel (Augstenberg-Schuppe)

Am Hubel treten die lagunären Gesteinsfolgen in den Oberen Arlberg-Schichten im Gegensatz zum vorangehenden Profil Bergle als geschlossene Abfolge ohne Zwischenlagerungen normalmariner Kalke (Mikrofaziestypen A 1 und A 2) auf.

Das Profil durch die Oberen Arlberg-Schichten ist durchgehend aufgeschlossen. Es verläuft zuerst auf dem Nordgrat des Hubel bis zum Gipfel (P. 2150) und von da über den Gritscher Grat.

Ueber dem einzigen mit Karbonatgesteinen wechsellagernden und damit die Unteren Arlberg-Schichten anzeigenden Schieferband folgen ca. 3 m hell anwitternde, im Bruch dunkelgraue, körnig-glitzernde Dolomite, die als die alleinige Vertretung der Mittleren Arlberg-Schichten anzusehen sind (vgl. S. 88). Auf diese Dolomite kommen direkt die Oberen Arlberg-Schichten mit

1. 15 m Undeutlich gebankte, in Bruch und Anwitterung dunkel aschgraue, dysmikritisch zuckerkörnige Dolomite, die stark löcherig, rauhwackenartig anwittern. Sie sind verwitterungs-resistenter als mit ihnen wechsellagernde homogen feinzuckerige Dolomite, die leicht zu Grus zerfallen und zurückwitternde Hohlkehlen bilden, während die rauhwackenartigen Dolomite im abschüssigen Gelände als Türmchen vorstehen, was besonders gut am Hang zwischen Gritscher Grat und Gritsch Alp zu sehen ist.
In die Dolomite eingeschaltet sind schliesslich noch mehrere, je 20 - 30 cm mächtige, braungelb anwitternde, im Bruch graubeige, körnige Kalklagen, denen die wenig verwitterungsresistenten feinkörnigen Rekristallisationsrelikte ein löcheriges Aussehen verleihen.
2. 2 m Dünngeschichtete, graubeige, feinkörnige Dolomite mit einzelnen feinen, weissen Kalzitadern und häufig Tonüberzügen auf den Schichtflächen.
3. 10 m Gesteinsvergesellschaftung wie bei Folge 1. Die zuckerkörnigen Dolomite sind jedoch vermehrt schwarz und bituminös. Diese Folge bildet den höchsten Teil des Hubelgrates mit dem Hubelgipfel.
4. 2 m Dünngeschichtete, gelblich anwitternde, z.T. mergelige, feinkörnige Dolomite wechsellagernd mit gelblichen, schieferigen Mergeln und bis 50 cm mächtigen Horizonten dunkelgrau anwitternder, monomikter, kalkiger Trümmerrauhwacke. Die Komponenten dieser Rauhwacke sind homogen körnige Dolomite, die leicht auswittern.
5. 0,5 m Dünngeschichtete, rostbraun anwitternde, im Bruch hell bräunlichgraue, körnige Dolomite mit undeutlicher Feinschichtung.
6. 2,5 m Dolomite und Mergel wie Folge 4 aber ohne Rauhwackenzwischenlagen.
7. 10 m Dünngeschichtete bis feinbankige, bröckelige, bräunlichgraue, leicht kalkige Dolomite mit Einlagerungen von je einige Zentimeter mächtigen, schwarzen, mürben, dolomitischen Schieferchen.
Die kalkigen Dolomite wittern rauhwackig-löcherig an.
8. 0,1 m Stark löcherige, graue kalkige Trümmerrauhwacke. Im Dünnschliff zeigt sich, dass die unregelmässig polygonalen Brekzienkomponenten ursprünglich aus einem feinkörnigen Kalk bestehen, jedoch meistens in verschieden starkem Masse von innen nach aussen rekristallisiert sind, so dass vielfach nur noch ein dunkler, feinkörniger Aussensaum

übrigbleibt. Wo auch dieser obliteriert ist, kann keine Unterscheidung zwischen den grobkörnig rekristallisierten Komponenten und der grobkörnigen Grundmasse mehr gemacht werden.

9. 0,07 m Graue, mürbe, dolomitische Mergel.
10. 1,2 m Feinbankige, gelblich anwitternde und im Bruch graubeige, feinkörnige Dolomite mit symmetrischen Rippelmarken.
11. 1 m Mittelbankige, in Bruch und Anwitterung dunkelgraue, zu Grus zerfallende, zuckerkörnige Dolomite.
12. 0,2 m Mittelbankige, schwärzliche, körnige bis grobkörnige, bituminöse Dolomite. Sie sind sehr bröckelig und lassen sich nur schwer als Handstück brechen.
13. 0,8 m Dolomite wie Folge 11.
14. 1 m Dünngeschichtete, gelblich anwitternde und bröckelig zerfallende, dolomitische Mergel mit einem Dolomitgehalt von 40 - 70%.
15. 4 m Mittelbankige, dunkel graubräunliche, leicht bituminöse, zuckerkörnige Dolomite.
16. 1 m Mittelbankige, hell anwitternde, grobzuckerige, z. T. löcherige Kalke mit einzelnen hellbeigen, unscharf begrenzten, feinkörnigen Rekristallisationsrelikten von unregelmässig länglicher Form und bis 2 cm Grösse.
17. 3 m Grobbankige, graue, zuckerkörnige Dolomite mit dünnen Zwischenlagen gelblich anwitternder, reichgeädeter, feinkörniger Dolomite. Die Folge wittert stark zurück.
18. 0,5 m Feinbankige, intensiv beige anwitternde, im Bruch graue, körnige Dolomite mit welligen Schichtflächen, die oft von dunkeln Tönhäuten überzogen sind. Zahlreiche limonitische Kalzitäderchen verlaufen fast immer senkrecht zur Schichtung.
Die feine Streifung, die im Anschliff sichtbar wird, kommt durch lagig-linsige Anreicherung kleiner Hämatitkörner zustande.
19. 6 m Unterschiedlich bankige, hell - dunkel gestreifte, zuckerkörnige Dolomite, die beim Anschlagen stark stinken.
Sie wechsellagern im liegenden Teil der Folge mit einer monomikten Dolomitm Brekzie, deren Komponenten aus einem dunkeln, feinkörnigen Dolomit bestehen. Sie sind bis 1 cm gross, unregelmässig vieleckig und von der Grundmasse aus oft stark resorbiert. Diese Brekzienlagen werden als eine Thixotropiebrekzie gedeutet, die entstanden ist durch ein Zerbrechen des hell - dunkel geschichteten Dolomites. Die dunkeln Lagen des Dolomites müssen sich gegenüber den helleren schneller diagenetisch verfestigt haben und konnten deshalb bei Erschütterung oder Ueberlast zerbrechen, während die helleren Lagen noch plastisch verformbar waren.
20. 1,5 m Grobbankige, grau anwitternde, feinkörnige Dolomite mit feinen, weissen Kalzitadern sowie limonitischen Haarrissen.
21. 4 m Massige, in Bruch und Anwitterung dunkle, zuckerkörnige, bituminöse, kalkige Dolomite mit schwammiger Oberfläche.
22. 60 m Grobbankige, in Bruch und Anwitterung aschgraue, feinkörnige Dolomite, die sich leicht "sandig" anfühlen. Sie sind teilweise undeutlich gestreift.
Diese Folge entspricht dem Haupttyp des von D. TRÜMPY (1916, p. 147) beschriebenen "Arlbergdolomites" und dem Mikrofaziestypus A3.
23. 5 m Raibler-Formation. Sie ist an dieser Stelle tektonisch stark reduziert und besteht aus braungelb anwitternden, dolomitischen Mergeln mit einem Dolomitgehalt bis zu 40% und untergeordnet grauen, bräunlich anwitternden, feinkörnigen Dolomiten mit höckerigen, von Tönhäuten überzogenen Schichtflächen.

Profil Alplegi - Relles (Davennagruppe)

Am neuen, leider noch auf keiner Karte eingezeichneten Fahrsträsschen, das von Relles zum Alplegipässchen (1802 m) und von dort zur Itonsalp hinunterführt, ist das beste Profil durch die Oberen Arlberg-Schichten in der Davennagruppe aufgeschlossen. Es beginnt ca. bei Koord. 787 600 / 220 950 und führt bis zu Koord. 787 750 / 221 100. Auf der geologischen Karte des Rätikon ist das ganze Gebiet, in dem dieses Profil liegt, als "Karn" auskartiert worden.

Das Anstehende beginnt mit einer Zyklenfolge, die jedoch kaum vergleichbar ist den Zyklolithemen, die F. HIRSCH (1966, p. 29) aus den "couches d'Arlberg supérieures" beschreibt. Ein Zyklus, der 3 - 6 m mächtig ist, setzt sich zusammen aus:

- a. Mittelbankige, gelblichgrau anwitternde, im Bruch dunkle, dichte Kalke mit schwärzlichen Tönhäuten auf den Schichtflächen.

Im Dünnschliff beobachtet man eine gradierte Feinschichtung. Ein Kleinzyklus beginnt mit einer einige Millimeter mächtigen Lumachellenlage aus kleinen, dünnwandigen Schalen-trümmern (Ostracoden) in einem Kalkarenit mit kleinen, dunkeln, schichtparallel angeordneten pelitischen Linsen und grösseren, homogen feinarenitischen Linsen ohne biogenen Detritus. Zum Hangenden hin geht der Biokalkarenit allmählich in einen feinen, leicht linsig-flätschig struierten Arenit über, der, anfänglich dunkel, gegen die Hangendpartie eines Kleinzyklus zusehends pigmentärmer wird. Die Kalke der Folge a. nehmen 2/3 bis 3/4 der Gesamtmächtigkeit eines Zyklus ein. Sie gehen im Hangenden über in:

- b. Mittelbankige, braunbeige anwitternde, im Bruch graubeige mergelige Kalke, die in sich ebenfalls wieder feingeschichtet sind und mehrere Millimeter mächtige Lumachellenlagen enthalten, die sich aber nicht aus Ostracodenschälchen sondern aus bis 2 cm grossen Muschelschalen zusammensetzen. Die Schalen sind mehrheitlich mit der konvexen Seite nach oben eingebettet, was für eine gewisse Einregelung nach der stabilsten Lage und damit für das Vorhandensein von bewegtem Bodenwasser spricht (vgl. Photo 44). Der mergelige Kalk ausserhalb der Lumachellenlagen enthält ca. 3% feinkörnigen, detritischen Quarz.
- c. Der oberste Teil eines Zyklotems besteht aus feinkörnigen, in Bruch und Anwitterung bräunlichen, dichten Mergelkalken mit dunkel rostbraunen Tonbelägen auf den Schichtflächen, schichtinternen Tonschlieren und zahlreichen immer steil zur Schichtfläche stehenden, weissen Kalzitäderchen.

Es sind drei Zyklen in der Art des oben beschriebenen mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 15 m aufgeschlossen. Dann folgen mit scharfer Grenze von den Mergelkalken des obersten Zyklotems getrennt:

- 1. 1,4 m Mittelbankige, scharfkantig-bröckelige, in Bruch und Anwitterung dunkle, löcherige Kalke mit unzähligen feinen, hellen Kalzitadern. Im Dünnschliff beobachtet man ein brekziöses Gefüge aus feinkörnigen, helleren, bis 3 mm grossen Kalkbruchstücken, die in einem dunkleren, dichten Kalkzement eingebettet sind. Charakteristisch sind ferner auch kleine Quarzaggregate, die alle von innen nach aussen mehr oder weniger vom Kalk resorbiert sind, so dass vielfach nur noch ein den ehemaligen Umriss des Aggregates wiedergebender Quarzsaum vorhanden ist.
- 2. 0,3 m Mergelkalke, vergleichbar denjenigen der Folge c. Sie entwickeln sich durch einen allmählichen Uebergang aus Folge 1.
- 3. 1,3 m Kalke wie Folge 1. Im Hangenden übergend in:
- 4. 0,25 m Mergelkalke wie Folge 2.

Die Folgen 1-4 stellen somit nochmals zwei Zykloteme dar, die sich aber in ihren basalen Teilen von den tieferen Zyklenfolgen deutlich unterscheiden.

- 5. 0,8 m Mittelbankige, gelblichgrau anwitternde, im Bruch graue, mergelige und dolomitische Kalke.
- 6. 7 m Bankige, in Bruch und Anwitterung weissliche, feinkörnige Dolomite. Infolge grösserer Verwitterungsresistenz der zahlreichen Adern ergibt sich oft eine zellige Anwitterungsfläche.
- 7. 1,2 m Undeutlich geschichtete, in Bruch und Anwitterung hellbeige, zellige, dolomitische Trümmerrauhwacke. Die Komponenten bestehen aus einem feinen Grunit und sind vom grobkörnigen Kalk der Grundmasse teilweise resorbiert. Sie sind meist von vielen weissen Kalzitadern zerrissen, welche infolge ihrer gegenüber dem Grunit der Komponenten grösseren Verwitterungsresistenz die zellige Struktur des Gesteins bedingen.
- 8. 1 m Helle Dolomite wie Folge 6.
- 9. 0,05 m Dunkles, stark bituminöses, zuckerkörniges Dolomitbändchen.
- 10. 0,9 m Mittelbankige, ausgesprochen bröckelig zerfallende, graue, feinkörnige Dolomite. Sie lassen im Dünnschliff eine Feinschichtung erkennen bestehend aus dichten Kalklagen mit körnigen, unscharf begrenzten Schlieren und aus einem intraklastischen Grunit. In diesem kommen neben Millimeter-grossen, spitzovalen, völlig rekristallisierten Phantomfossilien auch unregelmässig-lappig begrenzte, von grobkörnigem Kalzit erfüllte Hohlräume vor (Shrinkage Pores?).
- 11. 1 m Massige Bank kavernöser, grau und dunkelgrau gestreifter, feinkörniger, kalkiger Dolomite.
- 12. 1,2 m Mittelbankige, in Bruch und Anwitterung beige mergelig-kalkige Dolomite mit dunkel-

braunen Tonbelägen auf den Schicht- und Kluftflächen. Im Anschliff und Dünnschliff werden gut ausgeprägte Sedimentationswechsel beobachtet. Das tiefere, dichte Sediment ist von vielen mehrere Zentimeter tiefen und bis einen Zentimeter breiten Rissen (Mud Cracks) durchsetzt, von welchen sich noch dünnere Sekundärrisse abspalten können. Alle diese Risse sind mit feinarenitischem Material der hangenden Sedimentschicht gefüllt. Diese selbst enthält viele flache, schichtparallel angeordnete, gröber arenitische Linsen, an denen feinste Sedimentgleitstrukturen zu beobachten sind.

13. 0,3 m Dunkelgraue, dolomitische Mergel.
14. 0,5 m Dunkelgraue bis schwärzliche, gestreifte, feinzuckerige Dolomite, die beim Anschlagen stark riechen.
15. 7 m Mittelbankige, hellgraue bis beige, dünngebänderte, feinkörnige Dolomite.
16. 1,1 m Feinbankige, graubeige anwitternde, im Bruch dunkelgraue, mergelige und dolomitische Kalke mit limonitischen Tonbelägen auf den Schichtflächen.
17. 0,45 m Undeutlich geschichtete, stark geklüftete und bröckelig zerfallende, dunkel beige-graue, feinzuckerige dolomitische Kalke, die sich "sandig" anfühlen.
Im Dünnschliff zeigen sie lagenweise eine ausgeprägte grunitische bis intraklastische Struktur.
18. 3 m Mittelbankige bis grobbankige, graubeige, sich "sandig" anfühlende, leicht kavernöse, gebänderte Dolomite.
Man beobachtet im Dünnschliff eine zyklische Abfolge von bis 1 cm mächtigen dichten Dolomitlagen, intraklastischen Dolomitlagen und dysmikritischen Dolomitlagen mit zahlreichen unregelmässig begrenzten, von grobem Kalzit erfüllten Kavernen, die leicht auswittern. Besonders im Anschliff lassen sich auch viele senkrecht zur Schichtfläche verlaufende Risse feststellen, an denen die Sedimentlamellen der zyklischen Feinschichtung um einige Millimeter verstellt sein können.
19. 0,6 m Mittelbankige, dunkelgraue, fein gestreifte Kalkdolomite.
20. 1,4 m Mittelbankige, weissliche, feinzuckerkörnige, kalkige Dolomite.
21. 0,07 m Dünngeschichtete, stark bituminöse, dunkle, körnige Dolomite mit einer intensiven, welligen Bänderung im Millimeterbereich.
22. 0,6 m Feinbankige, bröckelige, hell anwitternde und im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke.
23. 0,4 m Feinbankige, dunkelbeige, dolomitische Mergel mit dunkelbraunen Tonhäuten auf den Schicht- und Kluftflächen.
24. 0,6 m Dünngeschichtete, feinbröckelige, schwärzliche, bituminöse Mergel.
25. 1,1 m Feinbankige bis mittelbankige, graubeige anwitternde, im Bruch graue, wellig gebänderte Dolomite, ähnlich Folge 21.
26. 0,8 m Feinbankige, dunkelgraue, feinzuckerkörnige, mergelige und kalkige Dolomite. Sie sind nur noch undeutlich gestreift und riechen beim Anschlagen.
27. 0,6 m Feinbankige, beige mergelige Dolomite mit dunkelbraunen Tonüberzügen auf den Schichtflächen. Sie sind strukturell sehr ähnlich der Folge 12.
28. 1 m Mittelbankige, in Bruch und Anwitterung dunkelgraue, fein gebänderte Dolomite.
Die Bänderung kommt zustande durch Wechsellagerung von je einigen Millimeter dicken, dunkeln, feinkörnigen Dolomitbändern mit unregelmässig begrenzten Poren (Shrinkage Pores) und von 2 bis 3 cm mächtigen, wellig-stromatolithischen, sehr komplex struierten Lagen (vgl. Photo 32), die sich am ehesten mit der Struktur von Folge 21 des Profils Bergle, S. 95, vergleichen lassen. Wir möchten deshalb auch die vorliegende Ausbildung als eine "Algal Mat"-ähnliche Sedimentstruktur des Gezeitenbereiches betrachten.
29. 1 m Massige, graue, körnige Dolomitbank.
30. 2 m Mittelbankige, aschgraue, sich stark "sandig" anfühlende, schwach dolomitische Kalke mit undeutlicher, welliger Bänderung.
31. 3 m Mittelbankige, wieder deutlicher leicht wellig gebänderte, beige, feinkörnige, mergelige Dolomite.
32. 5 m Mittelbankige, aschgraue Kalkdolomite, die beim Anschlagen einen starken H₂S-Geruch ausstrahlen. Schon im ungefärbten Dünnschliff sind die grobkörnigen, oft idiotopen, bräunlich bestäubten Dolomitspäte gut von den feinkörnigen Kalkrelikten mit grunitischer Struktur zu unterscheiden.
Grobkörnige Kalzitaggregate treten als Hohlraumfüllungen auf.
33. 1,5 m Grobbankige, graue, feinkörnige Kalke mit zahlreichen, immer steil zur Schichtung stehenden, weissen Kalzitaderchen.
34. 0,6 m Massige, gelbliche, zellig anwitternde, monomikte Trümmerrauhacke wie Folge 7.
35. 0,5 m Feinbankige bis mittelbankige, in Bruch und Anwitterung beige, z. T. wellig gebänderte,

intraklastische Kalke mit dunkeln Tonhäuten auf den Schichtflächen.

Im Dünnschliff beobachtet man nur leicht intraklastische, dichte Kalkareale neben körnigen Bereichen mit vielen eckigen Intraklasten, rundlichen Intraklasten (Onkoiden) und kleinen, dünnwandigen Schälchen.

Ueber die ganze Schlißfläche verteilt, aber hauptsächlich in den onkolithischen Bereichen, kommen auch überaus viele bis Millimeter-grosse, rundliche bis unregelmässige, spinnen-artige Poren vor, die mit körnigem Kalk gefüllt sind.

36. 0,5 m Feinbankige, bräunlichbeige anwitternde, im Bruch graubeige, feinkörnige bis körnige Kalke. Sie enthalten ca. 5% detritischen Quarz in Feinsandfraktion. Die Quarzkörner sind auf dünnen Horizonten angereichert. Authigener Quarz kommt in vereinzelt kleinen Aggregaten vor.
37. 1,5 m Schlecht geschichtete, hellbeige Dolomite mit zahlreichen Kalzitadern.
38. Basale Sandsteine und Siltschiefer der Raibler-Formation.

Profil Rellstal (Zimba-Schesaplana-Schuppe)

Das Profil bildet die Fortsetzung zu demjenigen durch die Mittleren Arlberg-Schichten (S.87). Es läuft auf den P.1991 zu und von dort in nordwestlicher Richtung etwa 100 m auf dem Grat bis zu Koord. 779 850 / 218 050 (Kote 1955 m).

1. 1 - 3 m Monomikte Kalkbrekzie bestehend aus eckigen bis leicht gerundeten, einen Zehntelsmillimeter bis mehrere Zentimeter grossen, dunkeln, grunitischen Kalkkomponenten und einem Zement aus beigem mergeligem Kalk. Die Kalkkomponenten zeigen keine Anzeichen von plastischer Verformung und dürften daher bereits in völlig verfestigtem Zustand zerbrochen und umgelagert worden sein. Ein eigentlicher Transport ist jedoch auszuschliessen.
2. 1 m Undeutlich bankige, schmutzig beigegrau und löcherig rauhwackenartig anwitternde, dolomitische Kalke mit einer hell-dunkel Bänderung im Millimeter- bis Zentimeterbereich. Sie liegen konkordant auf der Kalkbrekzie.
Die dunkleren Bänder bestehen aus einem feinkörnigen, grunitischen Kalk, während die helleren Bänder durch lagig angeordnete Linsen aus grobkörnigem Dolomit innerhalb des grunitischen Kalkes zustande kommen. Der löcherige Habitus des Gesteins ist hauptsächlich bedingt durch die Auswitterung der dolomitischen Linsen.
Die Schlißfläche enthält etwa 3% authigenen Quarz in oft idiotopen Kristallen. An diesen wird konzentrische Anlagerung von Kalzit beobachtet.
3. 10 m Wechsellagerung von feinbankigen, reichgeäderten Kalken mit geringmächtigen, dünngeschichteten Mergelkalken.
Die feinbankigen Kalke sind stark grunitisch bis intraklastisch. Neben der durch die Rekristallisation bedingten "structure grumeleuse" kommen auch echte Kalkschlammgerölle vor. Ca. 10% der Schlißfläche sind grobkörnig dolomitisch in Form von ganz unregelmässig begrenzten Dolomitspataggregaten oder Anreicherungen von einander nicht berührenden Dolomiteinzelspäten. Selten kommen auch dolomitisierte Schalentrümmer vor.
Die Mergelkalke bestehen aus einer dichten Grundmasse, in welcher eigenartige rhomboidische, an den Ecken zipfelartig ausgezogene Hohlräume ausgespart sind (vgl. Foto 31), die von spätigen Kalzitaggregaten erfüllt werden. Es wird vermutet, dass es sich bei diesen Bildungen um Pseudomorphosen nach einem evaporitischen Mineral handelt.
4. 5 m Massige Bank rötlichgrauer bis fleckig rostiger und rauhwackig-löcherig anwitternder, feinkörniger Kalke, die z.T. erheblich dolomitisiert sind.
5. 10 m Mittelbankige, bläulichgrau anwitternde, im Bruch dunkle, klingende Kalke mit weisslich anwitterndem Silex- und Dolomitgerinnsel sowie kleinen, dolomitisierten Gastropoden. Etwa in der Mitte der Folge ist eine Solenoporenbank eingeschaltet, bei der es sich um das gleiche Solenoporenniveau handelt, das F. HIRSCH (1966, p.46, Folge 57) aus dem Profil des Flexenpasses zitiert. Die im Durchschnitt einige Millimeter grossen Algenknollen sind im Gelände nur bei günstigen Anwitterungsverhältnissen erkennbar. Sie gehören teils einer nach Ansicht von Dr. E. GASCHÉ, Basel, neuen Solenoporen-Spezies, teils nicht näher bestimmbaren Codiaceen an (vgl. S.106 und Photos 49, 50, 51 und 52).
6. 7 m Mittelbankige, graubeige anwitternde, im Bruch aschgraue, feinkörnige, dolomitische Kalke bis kalkige Dolomite. Sie stellen den Typus der unreinen Arlberg-Dolomite dar, die, wie J. GUBLER (1927) vermerkt, alle Uebergänge zu den Kalken aufweisen.
7. 3 m Feinbankige bis mittelbankige, in Bruch und Anwitterung graue, leicht kavernöse, dolomitische Kalke. Unter dem Mikroskop erweisen sie sich als ausgeprägt grunitisch. Die

rekristallisierte Kalkgrundmasse ist teilweise dolomitisiert, während die feinen Kalkschlammanteile des Grumits und die dichten Intraklasten (Schlickgerölle) nie von der Dolomitisierung ergriffen worden sind.

8. 2 m Feinbankige bis mittelbankige, aschgraue dolomitische Kalke mit einer wellig stromatolithischen bis lentikulären Struktur im Millimeter- bis Zentimeterbereich. Hellere Partien bestehen aus Linsen von hell graubeigem, körnigem Dolomit.
9. 6 m Mittelbankige bis grobbankige, hell- und dunkelgrau gebänderte, z. T. stark kalkige Dolomite.
10. 0,3 m Dunkelbeige, feingestreifte, feinkörnige, mergelig-kalkige Dolomite.
11. 9 m Undeutlich gebankte bis massige, graue, rauhwackig anwitternde, zuckerkörnige Dolomite mit stark wechselndem Kalkgehalt. Sie sind gelegentlich hell- und dunkelgrau gebändert in der Art von Folge 9.
12. 1 m Massige, graue, monomikte Trümmerrauhwacke, deren eckige bis kantengerundete Komponenten aus vielfach feingestreiftem, zerreibbarem Dolomit bestehen und immer oberflächlich ausgewittert sind.
An der Grenze der Komponenten zum Zement treten nicht selten authigene Quarze als Einzelindividuen oder kleine Aggregate auf.
13. 4 m Undeutlich geschichtete, dunkel bis schwärzlich anwitternde, bituminöse, zuckerkörnige Dolomite wechsellagernd mit dünnen Horizonten aus helleren und intensiv gestreiften, feinkörnigen Dolomiten.
14. 0,6 m Graue, monomikte Trümmerrauhwacke wie Folge 12.
15. 5 m Mittelbankige bis grobbankige, anfänglich grobkörnige, dunkle und leicht bituminöse Dolomite, die zum Hangenden hin übergehen in graubeige, feinkörnige, stark mergelige Dolomite.
16. 6 m Massige, monomikte Trümmerrauhwacke wie Folgen 12 und 14.
17. 14 m Wechsellagerung von gebänderten, feinkörnigen Dolomiten mit kalkigen Trümmerrauhwacken. Die Rauhwacklagen werden im oberen Teil der Folge immer schwächer und sind schliesslich nur noch je 10 bis 20 cm dick gegenüber 1 bis 2 m mächtigen Dolomitlagen. Die wellig stromatolithische Bänderung der Dolomite ist oft an senkrecht zur Schichtung verlaufenden Rissen um mehrere Millimeter versetzt (vgl. Folge 18, Profil Alplegi-Relles S. 98). Die helleren lamellaren Bänder können auch zu einer diagenetischen Brekzie zerbrochen sein, die aber seitlich meist schon nach wenigen Zentimetern wieder in ungestörte Lamellen übergehen.
18. 4 m Mittelbankige, graubeige anwitternde, im Bruch graue, intraklastisch-onkolithische Dolomite (vgl. Photo 33), Mikrofaziestypus A4 - A5.

Ueber Folge 18 kommen massige, gelbliche Trümmerrauhwacken, die in der nahen Umgebung im Hangenden des Raibler Sandsteins anstehen, der im vorliegenden Profil tektonisch bedingt fehlt.

Profil Lünérkrinne (Frescalot-Kristakopf-Schuppe)

Dieses Profil bildet die direkte Fortsetzung des Profils durch die Mittleren Arlberg-Schichten von S. 88 (vgl. Fig. 15).

1. 2 - 3 m Massige, z. T. ziemlich grobe Brekzie, die mit derjenigen von Folge 1 des Profils der Oberen Arlberg-Schichten im Rellstal zu korrelieren ist.
2. 35 m Mittelbankige bis grobbankige, sich rau anfühlende, in Bruch und Anwitterung graue, feinkörnige, teilweise arenitische Kalke, in welche mehrere 20 - 30 cm mächtige, dünn geschichtete, beige anwitternde Horizonte eingeschaltet sind. Die Kalkarenite sind z. T. fein kreuzgeschichtet und enthalten mehrere Zentimeter grosse, dichte, mergelige Kalklinsen, die im allgemeinen eine konvexe Unterseite und eine plane Oberseite aufweisen. Wir möchten diese Linsen als lutitische Mikrorillenfüllungen betrachten (vgl. Photo 45).
3. 0,3 m Dunkle, blätterig zerfallende, dolomitische Mergel mit einem Karbonatgehalt von 50 - 60 %.
4. 25 m Grobbankige, dunkle, klingende Kalke, deren Schichtflächen von braunrot anwitternden Tönhäuten überzogen sind.
Innen eingelagert sind helle, schwammig anwitternde, meist nicht über 5 cm dicke, feinkörnige Kalkhorizonte.
5. 0,8 m Massige, rau anwitternde, graue Feinbrekzie bestehend aus einer ungleichmässig körnigen, grumitischen Grundmasse und dunkleren, feinkörnig grumitischen Intraklasten.
In der Grundmasse beobachtet man im Dünnschliff einige Prozent authigenen Quarz in Form

von grobkörnigen, panxenotopen Aggregaten, die vielfach Karbonat eingeschlossen enthalten und randlich resorbiert sind.

6. 5 m Mittelkörnige, dunkelgraue, arenitische Kalke mit teilweise feiner Kreuzschichtung.
7. 2 m Grobe, rauhwackig anwitternde, monomikte Brekzie ähnlich Folge 1.
8. 2-3 m Grobbankige, sich rau anfühlende, in Bruch und Anwitterung graue bis dunkelgraue, feinkörnige Kalke.
Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als ein onkolithischer und intraklastischer Grunit mit zahlreichen kleinen Schälchen (Ostracoden) und Calcisphären sowie mit grossen, undulös auslöschenden Dolomiteinzelspäten, die sich makroskopisch als feine, weisse Punkte ausnehmen und besonders im tieferen Teil der Folge auftreten.
9. 8 m Mittelbankige, dunkelgraue, sich rau anfühlende, splitterig brechende Kalke (A 1), die im liegenden Teil mehrere, je etwa 5 cm dicke Fossilhorizonte mit kleinen, dolomitisierten Gastropoden und Schalentrümmern enthalten.
Im Dünnschliff konnten mehrere Exemplare von Foraminiferen beobachtet werden, die wir der von F. HIRSCH (1966, Abb. 9) abgebildeten Dentalina sp. oder Fronicularia cf. woodwardi gleichstellen möchten.
10. 1 m Dünngeschichtete, intensiv beige anwitternde, mergelige Kalke.
11. 14 m Grobbankige, grau anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke (A 1) mit zahlreichen Kalzitadern.
12. 0,8 m Dünngeschichtete mergelige Kalke wie Folge 10. Sie sind auch etwa vergleichbar der Folge 3 des Profils Rellstal (S. 99); doch fehlen hier die für jene Folgen typischen rhomboidischen, kalzitischen Hohlräume.
13. 0,3 m Graue, monomikte, dolomitische Trümmerrauhwacke. Die einen Millimeter bis zwei Zentimeter grossen Komponenten bestehen ausschliesslich aus einem körnigen, kalkigen Dolomitement, der etwa 5% detritischen Quarz führt.
14. 1 m Grobbankige, rau anwitternde Arlberg-Kalke, vergleichbar der Folge 11, mit 3% authigenem Quarz.
15. 1,5 m Grobbankige, graue, schwammig anwitternde, bröckelige, feinzuckerkörnige Kalke mit undeutlicher Bänderung.
16. 10 m Grobbankige, splitterig brechende, reichgeäderte Kalke (A 1), die beim Anschlagen klingen und leicht riechen. Sie führen 2-3% vermutlich detritische Quarzkörner.
17. 4 m Massige, sich "sandig" anfühlende, graue, körnige Kalke mit schwammig rauhwackenartiger Anwitterung.
Sie bilden am Grat einen kleinen Felszahn ca. 10 m, südlich des Leitungsmastes.
18. 2-3 m Undeutlich gebankte, grau anwitternde, im Bruch dunkle, feinkörnige Kalke mit Einschaltungen dünngeschichteter, beige anwitternder Mergelkalke, die wie die bankigen Kalke reichgeädert sind.
19. 1,5 m Gelbbraun anwitternde, im Bruch bräunliche, dolomitische Mergel, die oberflächlich stark verlehmt sind.
20. 3-4 m Einige Zentimeter dicke, tektonisch stark beanspruchte und verschiefterte Kalklage, die übergeht in feinbankige, beige anwitternde, im Bruch graue, arenitische Kalke mit gelegentlich feiner Kreuzschichtung. Diese Kalke wechsellagern im hangenden Teil mit je 15-20 cm mächtigen, fleckig-rostig anwitternden, rauhwackenartigen Brekzienlagen mit Komponenten aus hellem Grunit, bräunlichen Mergelkalken und aus den mit der Brekzie vergesellschafteten feinen Kalkareniten.
21. 1 m Massige Bank löcherig und schmutzig bräunlich anwitternder, körnig-glitzernder Kalke.
22. 1 m Bröckelige, graue, reichgeäderte, feinkörnige Kalke.
23. 0,3 m Bräunliche, dolomitische Mergel mit einem totalen Karbonatgehalt von 25% bei gleichen Anteilen von Dolomit und Kalk. Auch diese Mergel sind wie Folge 19 oberflächlich völlig verlehmt.
24. 5 m Grobbankige, hell anwitternde und im Bruch graue, bituminöse, körnige Kalke. Sie fühlen sich "sandig" an, sind ziemlich mürbe und zerfallen zu einem feinen Grus.
25. 0,2-0,3 m Feinbankige bis mittelbankige, in Bruch und Anwitterung graubeige mergelige Kalke, die, wie sich unter dem Mikroskop zeigt, ziemlich viel körnigen Hämatit enthalten.
26. ca. 10 m Dünngeschichtete, in Bruch und Anwitterung immer noch graubeige, sehr intensiv geäderte zuckerkörnige Kalke, die nach 2 m allmählich übergehen in nur noch schwach kalkige, körnige Dolomite. Diese sind gleichmässig dünnbankig, doch wird die Bankung oft durch die rauhwackenartige Anwitterung verwischt.
27. 0,2 m Dunkelbraune dolomitische Mergel.
28. 5-6 m Körnige bis zuckerkörnige Dolomite wie der Hangenteil von Folge 26.

Nr. 29 ist die oberste, tektonisch noch einigermaßen ungestörte Abfolge dieses Profils. Sie geht im Hangenden über in eine stark verwalkte tektonische Brekzie bestehend aus einem zuckerkörnigen Dolomitement und Komponenten von gelblichen Raibler Kalken und -Dolomiten, Raibler Siltschiefern, -Sandsteinen und -Rauwacken. Aus dieser Brekzie besteht das markante Felstürmchen südlich des Weges über die Lünerkrinne.

Die Ineinanderstauchung von Oberen Arlberg-Schichten und unterer Raibler-Formation kann als Folge der sich diapirisch verhaltenden Gipsmassen der Lünerkrinne und der nahen Verwerfungslinie zwischen der Frescalot-Kristakopf-Schuppe und der Zimba-Schesaplana-Schuppe (vgl. Fig. 3 b, S. 22). betrachtet werden.

VERBREITUNG UND AUFSCHLUSSVERHÄLTNISSE

Im ausserrezifalen Bereich der Drei Schwestern-Kette sind die Oberen Arlberg-Schichten vor allem in der höchsten Teilschuppe gut entwickelt. Auf der geologischen Karte des Walgaues (1967) ist hier nur "Karn" eingetragen, welches direkt die "Partnachschiefer" überlagern soll. Diese Auffassung steht unseren Geländebefunden und denjenigen R. BLASERS, die auf der geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein (1953) wiedergegeben sind, entgegen und kann nicht akzeptiert werden. Auch wenn wir berücksichtigen, dass auf den geologischen Karten des Rätikon und des Walgaues die zuckerkörnig rauhwackigen Bildungen der Oberen Arlberg-Schichten oft als "Karn" eingetragen sind, so steht für den Bereich der höchsten Teilschuppe der Drei Schwestern-Schuppe unbestreitbar fest, dass hier die Unteren Arlberg-Schichten normalstratigraphisch aus der Partnach-Formation hervorgehen (vgl. Profil Alpila, S. 75/76), und dass auch die Mittleren und Oberen Arlberg-Schichten ebenso normalstratigraphisch auf dem jeweils tieferen Formationsglied ruhen. Erst die Oberen Arlberg-Schichten werden in der Fortsetzung des Profils Alpila - Kuhgrat infolge tektonischer Ausquetschung der gesamten Raibler-Formation direkt vom Hauptdolomit überlagert. Eine genaue Grenzziehung zwischen den Oberen Arlberg-Schichten und dem Hauptdolomit ist mangels einer ausgeprägten Störungslinie und wegen der schwierigen Unterscheidbarkeit von bankigen, körnigen Dolomiten der Oberen Arlberg-Schichten und Hauptdolomit nicht möglich.

Im übrigen Bereich der Schuppen 1 - 7 sind die Oberen Arlberg-Schichten meist ungestört verbunden mit ihrem Liegenden und ihrem Hangenden, dem basalen Sandstein der Raibler-Formation. Tektonische Störungen zwischen den Oberen Arlberg-Schichten und der Raibler-Formation treten erst in der Nähe des Sackobels (vgl. Profil Rellstal, S. 99) und in der benachbarten Frescalot-Kette auf. Am Kristakopf sind keine Angaben über die Oberen Arlberg-Schichten möglich, da dieselben wie schon die höheren Folgen der Mittleren Arlberg-Schichten unter den Alluvionen des Illtales verborgen sein dürften.

In den Mulden der Phyllitgneiszone sind keine Oberen Arlberg-Schichten mehr erhalten. Ob sie auch in der Mittagspitz-Geisspitz-Zone fehlen, lässt sich bei den sehr unbefriedigenden Aufschlüssen, in denen nie eine ungestörte Abfolge über mehrere Formationsglieder hinweg angetroffen wird, nicht beurteilen.

In den Schuppen der Salonienalp kommen im Profil des Kilkatobels (östlich Salonien-Unterstaffel) Gesteinsfolgen vor, die ihrer Lithologie gemäss als Obere Arlberg-Schichten angesprochen werden können, wenngleich auch hier die tektonischen Verhältnisse eine eindeutige Zuordnung nicht gestatten.

GLIEDERUNG

Die Oberen Arlberg-Schichten setzen sich, wie aus den Profilbesprechungen schon hervorgegangen sein mag, aus einer Vielzahl von Gesteinstypen zusammen, die durch kontinuierliche Uebergänge miteinander verbunden sind. Die vertikale Abfolge dieser Schichten wechselt von Profil zu Profil, und auch die horizontale Erstreckung selbst markanter Bildungen, wie derjenigen der Brekzien und Trümmerrauwacken, ist gering. Die einzig sichere Korrelation konnte bei der die Oberen Arlberg-Schichten in den Profilen Rellstal und Lünerkrinne einleitenden Brekzie vorgenommen werden.

Die Einlagerungen von Kalkfolgen der Mikrofazies A 1 und A 2 in den zuckerkörnigen Karbonaten, Brekzien, Rauwacken und mergeligen Bildungen lassen sich bezüglich ihres prozentualen Anteils an der Gesamtmächtigkeit der Oberen Arlberg-Schichten ordnen und geben dadurch Aufschluss über die Ausprägtheit des lagunären Charakters der Oberen Arlberg-Schichten in den verschiedenen Abschnitten unseres Untersuchungsgebietes.

Keine Einschaltungen von dunkeln, feinkörnigen Kalken (A 1) kommen am Hubel und in der gesamten zur Augstenberg-Schuppe gehörenden Umrahmung des Talkessels von Malbun vor. In der Fortsetzung des Profils Alpila - Kuhgrat treten zwei Kalkfolgen vom Mikrofaziestypus A 1 auf, die zusammen etwa

40 % der totalen Mächtigkeit der Oberen Arlberg-Schichten ausmachen. Im Profil Bergle, das räumlich zwischen das Malbun und das Profil Alpila-Kuhgrat zu liegen kommt, sind acht z.T. bis 50 m mächtige normalmarine Kalkfolgen ausgebildet, die Uebergänge zu dolomitischen, körnigen und rauhwackenartigen Bildungen haben können (vgl. Profil Bergle, Folgen 10, 12 und 14). Die Kalkfolgen sind gesamthaft ca. 200 m mächtig, was an die 70 % der Oberen Arlberg-Schichten im Profil Bergle ausmacht. Ebenfalls noch bedeutend sind die Einlagerungen normalmariner Kalkfolgen im Profil des Plattenbaches (nördlich Bürserberg), in dem sie mit 50 - 60 % an der Gesamtmächtigkeit der Oberen Arlberg-Schichten beteiligt sind. Eine einzige über 40 m mächtige Kalkfolge des Mikrofaziestypus A 1 bildet ca. bei Koord. 776 880 / 225 430 eine Steilstufe mit einem stattlichen Wasserfall des Plattenbaches.

Allgemein kann gesagt werden, dass der Anteil normalmariner Kalkfolgen an den Oberen Arlberg-Schichten in den nördlichen und nordwestlichen Teilen des Rätikon grösser ist als in den südlichen und südöstlichen. Die grösste Verbreitung haben die Kalkfolgen der Mikrofazies A 1 im südlicheren Rätikon noch in den Profilen Brüggele Alp (Krummbach) und Lünerkrinne, wo sie 30 - 40 % der Mächtigkeit der Oberen Arlberg-Schichten ausmachen. Kaum vertreten sind sie dagegen in den Oberen Arlberg-Schichten der gesamten Davennagruppe.

Ein charakteristischer, möglicherweise mehr oder weniger homochroner Leithorizont der Oberen Arlberg-Schichten stellt die Solenoporenbank dar (vgl. Profil Rellstal, S. 99, Folge 5). Diese zieht sich vom Arlberggebiet (F. HIRSCH, 1966, p. 46, Folge 57) bis in den Rätikon, wo sie jedoch wegen der im Felde schlechten Kenntlichkeit nur im Profil Rellstal beobachtet werden konnte.

MÄCHTIGKEIT

In der Drei Schwestern-Kette dürften die Oberen Arlberg-Schichten schätzungsweise etwa 100 bis 150 m mächtig sein. Am Schönberg sind sie 300 m dick. Längs dem Nordrand der Fundelkopf-Alpila-Schuppe ziehen sie sich in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 200 - 300 m zum Klostertal-Sattel hinüber, wo sie allmählich die eben so mächtigen Zyklenfolgen enthalten.

Im südlicheren Rätikon sind die Oberen Arlberg-Schichten am Hubel etwa 200 m mächtig, 100 - 150 m zwischen dem Malbun und dem Brandnertal und ebenfalls etwa 150 m an der Lünerkrinne. Am Rellstalhang und in der Davennagruppe werden nur Mächtigkeiten unter 100 m gemessen.

Bei einem Vergleich der Mächtigkeiten der Mittleren und Oberen Arlberg-Schichten zeigt sich, dass kein komplementärer Zusammenhang in der vertikalen Ausdehnung der beiden Formationsglieder besteht. Es fallen weder kleine Mächtigkeiten der Oberen Arlberg-Schichten mit kleinen Werten für die Mittleren Arlberg-Schichten zusammen, noch ist eine Vikariierung zwischen beiden Formationsgliedern festzustellen.

FAZIES UND SEDIMENTATIONSBEDINGUNGEN

Brekzien

Die Brekzien sind gemäss der Definition von S. 93 ein leitendes Faziesmerkmal der Oberen Arlberg-Schichten. In ihrer Ausbildung und Ausdehnung können sie beträchtlich variieren, was schon aus den Profilbesprechungen hervorgegangen sein dürfte.

Nicht mehr zu den Brekzien rechnen wir die intraklastisch-onkolithischen Karbonatgesteine, da sich diese nicht auf die Oberen Arlberg-Schichten beschränken und genetisch von den echten Brekzien unterscheiden. Bei den onkolithischen Intraklasten handelt es sich um Schlickgerölle, die schon bei geringer Wasserbewegung aufgewirbelt und noch in unkonsolidiertem, plastischem Zustand resedimentiert worden sind. Die Komponenten der eigentlichen Brekzien entstanden dagegen immer durch ein Zerbrechen eines schon weitgehend verfestigten Sedimentes.

Die Brekzien der Oberen Arlberg-Schichten sind mit wenigen Ausnahmen sedimentär und intraformationell. Am häufigsten ist der Typus der monomikten Kalk- oder Dolomitbrekzie. Sie enthält eckige oder leicht kantengerundete Kalk- bzw. Dolomitkomponenten in der Grösse von 1 mm bis zu mehreren Zentimetern. Die Komponenten weisen nicht selten einspringende Winkel und konkave, splitterige Begrenzungen auf, wie sie nur bei einem Sediment entstehen können, das sich im Zeitpunkt der mechanischen Beanspruchung bereits als "starrer", fester Körper verhält. Die monomikten Kalk- und Dolomitbrekzien enthalten meist ziemlich viel Zement, und die Komponenten machen nie mehr als 50 % des Gesteinsvolumens aus. Der Zement kann kalkig, dolomitisch oder teilweise dolomitisiert sein. Die basalen Brekzienbänke der Oberen Arlberg-Schichten bestehen alle aus dem monomikten Brekzientyp mit Komponenten von dunkeln, feinkörnigen Kalken (A 1). Eine Abart der monomikten Brekzie ist der Typus mit gestreiften Dolomitgeröllen und einheitlichem, meist ebenfalls dolomitischem Zement. In den Oberen Arlberg-Schichten haben diese Brekzien nur geringe Ausmasse, indem sie erstens kaum einige zehn Zentimeter mächtig

sind und zweitens seitlich immer sehr bald übergehen in ungestörte oder nur noch bruchlos verformte Blünderdolomite. Brekzien dieser Art sind kaum unterscheidbar von denjenigen des Hauptdolomites.

Polymikte Brekzien sind weniger häufig als die monomikten. Sie können drei oder mehr Komponentenarten von Millimeter- bis Zentimeter-Grösse aufweisen (vgl. Profil Bergle, S. 94, Folge 16 und Photo 34). Die Komponenten in polymikten Brekzien sind viel häufiger kantengerundet als diejenigen in monomikten Brekzien. Sie lassen somit alle auf eine gewisse Verfrachtung schliessen, welche schon deshalb anzunehmen ist, weil Komponenten von Gesteinstypen auftreten, die nicht dem direkt Liegenden oder der unmittelbaren Nachbarschaft der polymikten Brekzienbank entstammen, wie es bei den Komponenten der monomikten Brekzien die Regel ist.

Die Brekzien der Oberen Arlberg-Schichten liegen mehr oder weniger konkordant auf ihrer Unterlage oder "transgredieren" über ein unebenes Relief. Ueber die Art des seitlichen Auskeilens von Brekzien konnten, ausser bei den oben erwähnten geringmächtigen Brekzien mit gebänderten Dolomitkomponenten, nur wenige Aufschlüsse gewonnen werden. Das Hangende legt sich im allgemeinen in ungestörter Abfolge über die Obergrenze einer Brekzienbank.

Am besten lassen sich sämtliche Grenzverhältnisse bei einer monomikten Kalkbrekzie im Profil des Plattenbaches, ca. bei Koord. 777 550 / 225 320, beobachten. Diese Brekzie reicht im Liegenden in bis 2 m tiefen und eben so breiten Taschen in einen z. T. noch leicht brekziösen Dolomit hinab. Seitlich kann die Brekzie fast unvermittelt, aber ohne Ausbildung irgendwelcher Gleit- oder Bruchflächen, in ungestörte, feinbankige Kalke übergehen. Die Hangendgrenze ist ziemlich scharf und relativ eben ausgebildet.

Die Entstehung der sedimentären Brekzien der Oberen Arlberg-Schichten dürfte im wesentlichen von zwei Faktoren abhängen: von Erschütterungen des Untergrundes und stärkeren Wasserbewegungen. Ein Zerbrechen einzelner Sedimentlagen als Folge unterschiedlicher Kompaktion oder von Volumenveränderungen während der Diagenese, wie es für die Brekzien mit gebänderten Dolomitkomponenten noch angenommen werden kann, reicht zur Entstehung der polymikten Brekzien nicht aus. F. HIRSCH (1966, p. 39) möchte die Entstehung der Brekzien hauptsächlich auf seismische Erschütterungen zurückführen, die allenfalls mit dem Vulkanismus von Lech zusammenhängen würden. Die Annahme seismischer Tätigkeit im mittleren bis oberen Ladinian würde nicht nur die zur Bildung der Brekzien notwendigen Erschütterungen sondern auch die für die Umlagerung und den Transport der Komponenten erforderliche, lebhaft bis sturmartige Wellentätigkeit erklären. Immerhin ist zu berücksichtigen, dass auch klimatisch bedingte Stürme in wenig tiefem Wasser genügend Sediment zertrümmern können, so dass sich eine Brekzie in der für unsere Verhältnisse üblichen Mächtigkeit hätte bilden können, die zudem vor allem bei polymikten Brekzien durch mehr oder weniger lokale Zusammenschwemmungen zustande gekommen sein mag.

Neben all den sedimentären Brekzien fehlen auch tektonische Brekzien nicht ganz. Sie begleiten immer tektonische Bewegungsflächen und bestehen aus einem engmaschigen Geflecht dickerer und dünnerer, weisser Kalzitadern, von welchen das Gestein zu Brekzienkomponenten aufgelöst erscheint.

Beziehung zwischen den Brekzien und Rauhwacken

In der Literatur wird meistens nicht deutlich zwischen Brekzien und Rauhwacken der Oberen Arlberg-Schichten unterschieden. Die Brekzien hat man ihrer vielfach rauhwackenartigen Anwitterung wegen, die durch eine schnellere Auswitterung des Zementes oder durch verwitterungsmässige Inhomogenitäten innerhalb des Zementes bedingt sein kann, oft als Rauhwacken bezeichnet. H. SCHAETTI (1951, p. 66) spricht von "stratigraphischen" und "tektonischen Rauhwacken" und meint damit zweifellos sedimentäre und tektonische Brekzien.

Um ein klares Bild über die Fazies- und Sedimentationsverhältnisse zu erhalten, ist es aber notwendig, erstens nach Möglichkeit die echten Rauhwacken, d. h. subrezent umgewandelte, ursprünglich Anhydrit führende Dolomite, von den Pseudorauhwacken, die ihre rauhwackige Anwitterung nur durch unterschiedliche Verwitterungsresistenz erhalten, zu trennen, und zweitens die Faktoren der Brekzienbildung und diejenigen der Rauhwackenbildung auseinanderzuhalten. Wir erhalten dann folgende Einteilung: Brekzien, rauhwackenartige Brekzien, Trümmerrauhwacken, echte, aber nicht brekziöse Rauhwacken und nicht brekziöse Pseudorauhwacken. Eine verbindliche Einteilung in Rauhwacken und Pseudorauhwacken wird freilich oft erschwert oder gar verunmöglicht, weil in nahe der Oberfläche entnommenen Proben der Anhydrit bzw. Gips weggelöst ist. Immer gut auseinanderzuhalten ist dagegen die Brekzienbildung von der Rauhwackenbildung, die, was immer wieder betont werden muss, in unserem Falle in keinem Zusammenhang zueinander zu stehen brauchen.

Dolomite und Dolomitisierung

Wegen der grossen faziellen Bedeutung der Dolomite wurden die Oberen Arlberg-Schichten von D. TRÜMPY (1916) z.T. als "Arlbergdolomit" bezeichnet. Mengenmässig am auffallendsten sind die gleichmässig gebankten, uniformen, hell- bis rauchgrau anwitternden Dolomite, die am Hubel eine mehrere Dutzend Meter mächtige Folge bilden (vgl. stratigraphische Sammelprofile, Kolonne III), und die gebänderten Dolomite.

Die nicht gebänderten Dolomite des Mikrofaziestypus A 3 sind meistens einheitlich mittelkörnig bis grobkörnig. Nicht selten beobachtet man eine Rekristallisation mit Kornvergrösserung eines feinerkörnigen Dolomites, dessen Relikte noch inselartig über die Dünnschlifffläche verteilt sind.

Die gebänderten, zuckerkörnigen Dolomite weisen im allgemeinen einen Korngrössenunterschied zwischen den einzelnen Lamellen auf. Die feinerkörnigen Lamellen zeichnen sich durch einen höheren Pigmentgehalt aus, durch den die makroskopisch auffallende hell-dunkel Tönung hervorgerufen wird. Ein häufig anzutreffender Kalziumkarbonatüberschuss lässt die zuckerkörnigen, gebänderten Dolomite mit verdünnter Salzsäure noch lebhaft brausen. Der Kalk tritt in den dunkleren Lamellen als fleckig angeordnete, feinkörnige Relikte auf. Mitunter können die dunkeln Bänder aber auch noch vorwiegend kalkig sein.

Primärstrukturen werden nur in feinkörnigen Bänderdolomiten, nicht aber in den zuckerkörnigen, leicht zu Grus verwitternden Dolomiten festgestellt. In dem relativ feinkörnigen, gebänderten Dolomit von Folge 18 des Profils Reilstal, S. 100, und Photo 33, ist die onkolithische, intraklastische Primärstruktur trotz mehr oder weniger vollständiger Dolomitisierung nur geringfügig verändert worden. Die Grundmasse besteht aus einem mittelkörnigen Dolomit. Die Onkoide und Schlickgerölle setzen sich aus feinkörnigem bis dichtem Dolomit zusammen, und aus demselben Material bestehen auch die grösseren, unregelmässig begrenzten Intraklasten. Diese erinnern in ihrem Habitus teilweise an Algenknollen. Neben den vorwiegend onkolithischen, intraklastischen Partien kommen noch stromatolithische Bereiche vor, die vielfach zerbrochen sind.

Partielle Dolomitisierung von Kalken der Mikrofazies A 1 und A 2 kommt auch in den Oberen Arlberg-Schichten vor. Die xenotopen Dolomitmörner treten teilweise lagig angereichert auf.

Recht kompliziert und vielschichtig sind die Kalk/Dolomit-Verhältnisse bei den meisten Rauhwacken und Pseudorauhwacken. Nicht brekziöse Rauhwacken und Pseudorauhwacken bestehen oft aus einer feinkörnigen bis mittelkörnigen dolomitischen Grundmasse, in der klarer, grobkristalliner Kalzit unregelmässig spinnenartig verzweigte und miteinander verbundene Hohlräume erfüllt. Diese Kalzitfüllungen sind meistens verwitterungsresistenter als der feinkörnige Dolomit, so dass sie auf der Anwitterungsfläche vorstehen und das Gestein den Charakter einer Netzhauwacke annimmt.

Teilweise oder ganz dolomitisch sind, wie sich bei der Bestimmung der Kalk- und Dolomitgehalte zahlreicher Proben gezeigt hat, fast alle Mergel und mergeligen Karbonatgesteine der Oberen Arlberg-Schichten.

Wo in Dolomiten der Oberen Arlberg-Schichten keine primären Kalkstrukturelikte oder Fossilreste nachweisbar sind, ist eine Primärdolomitisierung wahrscheinlich, für die insbesondere das sehr seichte und anomal marine Ablagerungsmilieu und die Vergesellschaftung der Dolomite mit Rauhwacken sprechen. Die Annahme einer Primärdolomitisierung für die gebänderten Dolomite wird dadurch gestützt, dass sich die einzelnen Lamellen in der Art und dem Grad der Dolomitisierung unterscheiden, was eine lagenweise Dolomitisierung jeweils vor Ablagerung der nächsthöheren Sedimentlamelle und bei direktem Zutritt des Meerwassers wahrscheinlich macht. Eine Primärdolomitisierung ist auch bei den oben erwähnten feinkörnigen dolomitischen Onkoiden und Schlickgeröllen (Profil Reilstal, S. 100, Folge 18) nicht auszuschliessen. Als ziemlich sicher primär möchten wir schliesslich auch den feinkörnigen Dolomit in den sterilen Mergeln und Mergelkalken (siehe oben) betrachten.

Noch ungewiss ist, inwiefern sterile, gleichkörnige Dolomitbänke als Primärdolomite aufgefasst werden können, indem die heute vorliegende Körnigkeit durch Rekristallisation eines primären, feinkörnigen Dolomites entstanden wäre.

Angaben über den Zeitpunkt sekundärer Dolomitisierung – allenfalls der gleichkörnigen, bankigen Dolomite – und der partiellen Dolomitisierung von Kalken der Mikrofazies A 1 und A 2 sind nicht zulässig. Eine teilweise späte Dolomitisierung als Folge absteigender Mg-gesättigter Lösungen aus der überlagernden Raibler-Formation, wie dies K. HUMMEL (1928) für die Dolomitisierung südalpiner, ladinischer Riffkalke annimmt, erachten wir im Rätikon als nicht gegeben, da die Sulfatwässer aus der Raibler-Formation eher zu einem Ca-Ueberschuss und damit zu einer Dedolomitisierung beigetragen haben müssten.

Lebensbedingungen

Die stinkenden, dunkeln Kalke, die in den Unteren und Mittleren Arlberg-Schichten nur ganz untergeordnet vorkommen, sind in den Oberen Arlberg-Schichten als Stinkkalke und -dolomite ein bestimmendes Faziesmerkmal. Besonders reich an bituminösen Einlagerungen sind die Profile Hubel und Alplegi-Relles, in denen der vom normalmarinen Milieu der Mittleren Arlberg-Schichten abweichende Faziescharakter der Oberen Arlberg-Schichten am deutlichsten manifestiert wird.

Stark stinkend sind hauptsächlich dunkle bis schwarze, körnige und teilweise gebänderte Dolomite und dolomitische Kalke. Sie können mehrere Meter mächtig sein und ohne klare Grenze in nicht riechende, rauchgraue Dolomite übergehen. Sie treten aber auch in nur wenige Zentimeter mächtigen, scharf begrenzten Horizonten auf. Ein Beispiel für den letzteren Fall ist die Folge 21 des Profils Alplegi-Relles, S. 98.

Makroskopische Fossilreste finden sich in den Oberen Arlberg-Schichten des Plattenbaches, ca. 10 m oberhalb der Wegquerung bei Koord. 775 480 / 225 350, wo eine etwa 1 m dicke Dolomitbank (A 3) durchsetzt ist von durchschnittlich 1,5 cm grossen, strukturlosen Muschelschalenabdrücken. Kleine, hell anwitternde, dolomitisierte Gastropoden treten in Bänken von dunkeln, feinkörnigen Kalken im Tobel des Krummbaches hinter der unteren Brüggele Alp, im Profil Lünkerkrinne, S. 101, Folge 9, und im Profil Rellstal, S. 99, Folge 5, auf. Sie sind wie die kleinen Gastropoden und Muscheltrümmer der Mittleren Arlberg-Schichten in lumachellenähnlichen, dünnen Horizonten angereichert.

Vereinzelte Molluskenschalenrümmer kommen auch noch im Niveau der Solenoporenbank vor und bilden teilweise das Substrat für die Algenkolonien. Die Algenknollen der Solenoporenbank sind bis einige Millimeter gross, im Gestein jedoch nur bei günstigen Anwitterungsbedingungen oder im Anschliff sichtbar, was die Auffindung der Solenoporenbank im Gelände erheblich erschwert (vgl. S. 103). Beiden Untersuchungen an Dünnschliffen* hat sich gezeigt, dass nicht alle Algenknollen der Solenoporenbank, wie F. HIRSCH (1966) annimmt, der Rotalgengattung *Solenopora* angehören, sondern dass daneben auch Codiaceen (Grünalgen) vorkommen. Die Solenoporen gehören nach Ansicht von Dr. E. GASCHÉ einer neuen Art an. Sie unterscheiden sich von allen bisher bekannten triadischen Solenoporen in eindeutiger Weise im Aufbau der Knollen; so insbesondere von *Solenopora styriaca* FLÜGEL, 1960 (Zlambach-Schichten, Rhät, Fischerwiese bei Alt-Aussee); *Solenopora cassiana* FLÜGEL, 1961 (Cassianer Schichten, oberes Ladinian, Südtirol); *Solenopora zlambachensis* FLÜGEL, 1962 (Zlambach-Schichten, Rhät, Gosaukamm) und von *Solenopora alcicornis* OTT, 1966 (Cassianer Schichten, oberes Ladinian, Seeland Alpe in den Pragser Dolomiten, Südtirol). Ein Solenoporenknollen unserer Solenoporenbank ist in Photo 49 und 50 wiedergegeben.

Die Codiaceen unterscheiden sich von der vermutlich neuen Solenoporen-Spezies durch im Dünnschliff deutlich sichtbare Verzweigungen der einzelnen Röhren. Auf Photo 52 sind spitzwinklige Verzweigungen, aus denen sich parallel laufende Aeste entwickeln, am linken oberen Rand des Algenknollens erkennbar. Auf Photo 51 werden unregelmässige Aufspaltungen direkt über der linken Hälfte der rekristallisierten Molluskenschale beobachtet, die das Substrat des Algenknollens darstellt.

Die gegenüber den Unteren und Mittleren Arlberg-Schichten bedeutend spärlicheren Muschelreste, kleinen Gastropoden und vereinzelt benthonischen Foraminiferen sind die einzigen faunistischen Anhaltspunkte für normalmarine, gutdurchlüftete Sedimentationsbedingungen. Die Algen der Solenoporenbank und die stromatolithischen, mit "Algal Mats" vergleichbaren Gesteinstypen (vgl. Photo 32) werden als Ausbildungen unter seichten, euryhalinen Bedingungen mit eventuellen kurzfristigen Trockenlegungen betrachtet. Das grossenteils waddenartige und lagunäre Milieu der Oberen Arlberg-Schichten wird noch durch das gänzliche Fehlen von Echinodermentrümmern bekräftigt, die in den Kalken der Unteren und Mittleren Arlberg-Schichten noch ab und zu festgestellt werden.

Schichtung

Die Oberen Arlberg-Schichten sind im allgemeinen gut gebankt, doch können sie auch massig erscheinende Folgen enthalten, die meistens aus Brekzien, Rauhwacken, Pseudorauhwacken oder zucker-körnigen Dolomiten bestehen. Die Schichtflächen sind oft von dünnen Tonhäutchen überzogen und plan. Neben den Sedimentationsschwankungen, die durch Schichtfugen belegt sind, werden auch schichtinterne Sedimentationswechsel beobachtet (vgl. Profil Alplegi-Relles, S. 97/98, Folge 12).

Zyklische Schichtung tritt uns in verschiedenen Formen entgegen; vom Grosszyklus mit einer Mächtigkeit von mehreren Metern bis zur zyklischen Feinschichtung im Millimeterbereich, zu welcher wir

* Bei den Untersuchungen von Schliffen der Solenoporenbank hat mir Herr Dr. E. GASCHÉ, Basel, wertvolle Hilfe geleistet.

vor allem die gebänderten Dolomite rechnen wollen. Die bis über 300 m mächtige Folge von Zyklolithemen, die F. HIRSCH (1966, p. 29) aus den Oberen Arlberg-Schichten (*Couches d'Arlberg supérieures*) des Flexenpass-Profiles beschreibt und die noch längs dem Klostertal, insbesondere am Weg von Braz zur Masonalp, ansteht, ist im Rätikon nicht mehr ausgebildet. Die Zyklen des Profils Alplegi - Relles (vgl. S. 96) sind in ihrer lithologischen Abfolge nicht mit den Zyklen vom Flexenpass und aus dem Klostertal-Sattel zu vergleichen.

Gradierte und z.T. kreuzgeschichtete Kleinzyklen im Zentimeterbereich sind im Profil Lünérkrinne, S. 101, Folge 20, anzutreffen. Sie haben nur lokale Bedeutung. Die Orientierung der Kreuzschichtung wechselt ständig, so dass sich aus ihr keine vorwiegende Strömungsrichtung rekonstruieren lässt.

"Mud Cracks" und Hohlraumbildungen

"Mud Cracks" und Hohlraumbildungen finden sich hauptsächlich in Dolomiten und mergeligen Dolomiten, nicht aber in Bankfolgen von dunkeln, feinkörnigen Kalken (A 1). Unregelmässige Hohlraumstrukturen, die meistens mit spätigem Dolomit oder Kalzit ausgefüllt sind, kommen am häufigsten in stromatolithischen Sedimenten vor, deren Dünnschliffbilder grosse Ähnlichkeit mit "Algal Mats" des Gezeitenbereiches haben (vgl. A. G. FISCHER, 1964, und F. B. van HOUTEN, 1964). Die Hohlraumbildungen dieser "Algal Mats" werden von FISCHER als "Shrinkage Pores" bezeichnet und der Schrumpfung des Sediments infolge Trockenlegung zugeschrieben. Die Schrumpfporen der Oberen Arlberg-Schichten sind vergleichbar denjenigen in den Gutensteiner Schichten des westlichen Rätikon (vgl. S. 46/47).

"Prism Cracks", d.h. senkrecht zur Schichtfläche angeordnete Schrumpfrisse, die auf der Schichtfläche polygonale sog. Trockenrisse bilden, wurden in mergeligen, feinkörnigen bis dichten Dolomiten beobachtet (vgl. Profil Alplegi - Relles, S. 97/98, Folge 12). Bei diesen Schrumpfrissen wäre man mit FISCHER, der solche Bildungen aus den Seichtwasserzyklen des Dachsteins beschreibt, geneigt, sie periodischer Trockenlegung im Gezeitenbereich zuzuschreiben. Es scheint jedoch möglich, dass nicht nur die Kontraktion des Sediments infolge Austrocknung die Risse, die mit Material aus dem direkt Hangenden erfüllt sind, verursacht haben kann und muss, sondern dass besonders schmälere Risse auch durch Zerreißen des Sediments infolge unterschiedlicher Kompaktion entstanden sein könnten. Dieser letztere Fall ist besonders wahrscheinlich, wenn mit "Mud Cracks" senkrechte Sedimentverstellungen gekoppelt sind.

Eine weitere Möglichkeit für eine subaquatische Entstehung von "Mud Cracks" hat J. F. BURST (1965, p. 348 ff.) aufgezeigt. Sie bezieht sich auf tonhaltige Sedimente und beruht darauf, dass sich alle Tonminerale bei Zunahme der Salzkonzentration des Meerwassers mehr oder weniger kontrahieren und somit eine Kontraktion des ganzen Sediments und ein Zerreißen desselben bedingen können. Auch diese Möglichkeit wäre für die Verhältnisse in den Oberen Arlberg-Schichten denkbar, da "Prism Cracks" immer in mergeligen Karbonatgesteinen auftreten und Schwankungen in der Salzkonzentration des Meerwassers ebenfalls anzunehmen sind.

Der Ablagerungsraum der Oberen Arlberg-Schichten

Unter dem Ablagerungsraum der Oberen Arlberg-Schichten des Rätikon hat man sich ein allgemein flaches bis äusserst seichtes Schelfmeer mit gebietsweise lagunären bis waddenartigem Charakter zu denken, der belegt wird durch Primärdolomite, anhydritische Dolomite (bzw. Rauhacken) und Stromatolithe sowie durch ein teilweise sauerstoffarmes bis euxinisches Milieu.

Die normalmarinen Sedimentationsverhältnisse sind überliefert in den Folgen von Kalken der Mikrofazies A 1, die wahrscheinlich auch die unter der grössten Wasserüberdeckung abgelagerten Sedimente der Oberen Arlberg-Schichten darstellen. Anzeichen für über den Wasserspiegel sich erhebende Schwellen zwischen normalmariner und lagunärer Fazies liegen keine vor. Es ist deshalb anzunehmen, dass schon geringfügige Änderungen in der Wasserzirkulation und unbedeutende Bodenbewegungen genügen, um lagunäre Sedimentationsbedingungen hervorzurufen. Geringfügige Bodenbewegungen innerhalb eines seichten Meeres mit schwachem Relief können auch ausreichen, um weite Sedimentationsbereiche in die Gezeitenzone mit all ihren faziellen Besonderheiten zu bringen oder sie umgekehrt wieder davon zu entfernen.

Die Herkunft des tonig-siltigen Materials in den Mergeln und mergeligen Kalken und Dolomiten der Oberen Arlberg-Schichten ist ungewiss. Da pelitisches Material jedoch teilweise ziemlich weitverbreitet ist, muss mit einer Einschwemmung desselben aus einem terrestrischen Ursprungsgebiet gerechnet werden.

Die Transgression der Raibler Sandsteine und Siltschiefer

Die Transgression der basalen Sandsteine und Siltschiefer der Raibler-Formation erfolgt ohne eine wahrnehmbare Diskordanz auf die Oberen Arlberg-Schichten. Eine Schichtlücke zwischen den Ablagerungen der Oberen Arlberg-Schichten und den basalen Teilen der Raibler-Formation kann im Rätikon nicht nachgewiesen werden.

Die Raibler-Formation des Rätikon wird gegenwärtig von W. HARSCH (Geologisch-Paläontologisches Institut der Technischen Hochschule, München) bearbeitet, dessen Ergebnisse auch für die Beziehungen und Grenzverhältnisse zwischen der Arlberg-Formation und der Raibler-Formation aufschlussreich sein werden.

RIFFAZIES DER ARLBERG-FORMATION

EINLEITUNG

Die hell anwitternden, massigen Riffdolomite am Westende des Rätikon wurden erstmals von R. BLASER (1952) und F. ALLEMANN (1957) erwähnt, obschon nach den Angaben BLASERS schon O. AMPFERER die Riffbildungen als solche erkannt haben soll, seine Beobachtungen aber nicht schriftlich niedergelegt habe. ALLEMANN beschrieb den Riffelsen des Ferchenecks oberhalb Masescha, und BLASER signalisiert die verschiedenen Vorkommen am Westabfall der Drei Schwestern-Kette.

Zur Riffazies rechnen wir alle die von BLASER (p. 170) erwähnten, verschiedenen Varietäten von Riffdolomiten, die von uns im folgenden teils dem zentralen Riffbereich teils dem Riffsaum zugeordnet werden.

VERBREITUNG

Die Riffazies erstreckt sich, wie schon im einleitenden Ueberblick angeführt worden ist, nur über den westlichsten Teil des Rätikon. Den grössten, heute noch zusammenhängenden Riffkomplex stellt der tektonisch noch zur Heupiel-Schuppe gehörende Felsen des Ferchenecks dar. Dieser ist auf drei Seiten von breiten Schutzzonen umgeben und grenzt im Norden direkt an die Gesteine der Aroser Zone von Bargella. Die aufgeschlossenen Anteile des Fercheneck-Riffes haben eine Flächenausdehnung von ca. einem Viertel Quadratkilometer. In der sog. "Silumer Sackungsmasse" (F. ALLEMANN, 1957) ist keine Riffazies mehr ausgebildet, was besonders an dem die Arlberg-Formation querenden Fussweg vom Kulm (alter Tunnel) nach Silum einzusehen ist. Auch in den Felsstufen unterhalb Masescha und bei Profatscheng ist die Arlberg-Formation in Normalfazies ausgebildet. Riffbildungen machen sich erst wieder in den drei tieferen Teilschuppen der Drei Schwestern-Schuppe südlich des Mockawaldes bemerkbar.

Aus dieser Verbreitung der Riffbildungen ergibt sich einerseits eine isolierte Stellung des Fercheneck-Riffes, andererseits eine nicht zu verkennende fazielle Zusammengehörigkeit der Heupiel-Schuppe mit der Drei Schwestern-Schuppe, auch wenn diese beiden tektonischen Einheiten heute im Westen durch eine breite Aufbruch- und Ueberschiebungszone, das Halbfenster von Bargella - Valorsch, getrennt werden.

In den drei tieferen Teilschuppen der Drei Schwestern-Kette setzen sich die Riffbildungen nördlich des Mockawaldes, in der Tidrüfe, fort. Die höchste Teilschuppe der Drei Schwestern-Kette enthält erst in ihrem nördlichsten Abschnitt, unterhalb des Drei Schwestern-Gipfels, Arlberg-Formation in Riffazies (vgl. R. BLASER, 1952, p. 170). Auch diese Riffbildungen sind auf der geologischen Karte des Walgaues als "Karn" eingetragen (vgl. S. 102).

MÄCHTIGKEITEN

Am Fercheneck sind die Riffdolomite über 300 m mächtig, so dass anzunehmen ist, dass sie hier den grössten Teil der Arlberg-Formation vertreten, obschon ihr Zusammenhang mit den drei Formationsgliedern der Arlberg-Formation wegen der bereits erwähnten Isoliertheit des Fercheneck-Riffstotzens nicht ersichtlich ist.

In der Tidrüfe werden die Riffbildungen nur ungefähr 50 m mächtig und bilden die seitliche Vertretung der tieferen Arlberg-Formation (Untere Arlberg-Schichten und Teile der Mittleren Arlberg-Schichten - vermutlich aber auch schon des oberen Teiles der Partnach-Formation).

Zwischen den einzelnen Riffen des westlichen Rätikon und den seitlich an sie grenzenden nicht rezi-falen Sedimentfolgen bestehen keine auffallenden Mächtigkeitsunterschiede.

Der Bereich maximaler Mächtigkeit der ladinischen Formationen hat sein Zentrum ausserhalb des Riffgebietes am Schönberg und reicht nur am Fercheneck in das Gebiet der Riffbildungen hinein. Diese tragen somit nicht zum Zustandekommen grosser Mächtigkeiten bei, wie es in den klassischen Riffgebieten des Wetterstein- und Karwendelgebirges oder der Südtiroler Dolomiten der Fall ist.

FAZIES

Fazies des zentralen Riffbereiches

Die Fazies des zentralen Riffbereiches besteht fast ausschliesslich aus kalkfreien Dolomiten, deren wichtigstes gemeinsames Merkmal die Grossoolithstrukturen sind.

Die meisten Riffdolomite wirken im Aufschluss massig, wittern hellbeige oder hellgrau an, sind dunkelgrau im Bruch und fühlen sich rau und körnig an. Auf der Anwitterungs- und Bruchfläche sowie im Anschliff (vgl. Photo 47) sind oft zahlreiche rundliche bis längliche Gebilde erkennbar, die einen mittleren Durchmesser von 3 mm aufweisen. Sie heben sich gegenüber der Grundmasse durch ihre hellere Farbe ab und sind meistens von einer dunkeln Membran begrenzt. R. BLASER (1952, p. 170) deutete diese Gebilde als rekristallisierte Korallen.

Die Grundmasse der Riffdolomite - ohne die Hohlraumstrukturen - ist unregelmässig körnig und teilweise leicht grumitisch.

Die Grossoolithstrukturen haben Dimensionen vom Millimeterbereich bis zu mehreren Dezimetern. Die grössten und eindruckvollsten Grossoolithe wurden im Riff des Fercheneck, am Strässchen von Silum nach Bargella gefunden. Auf dem Anschliffbild (Photo 48) lassen sich zwei unterschiedlich ausgebildete Phasen in der Entstehung der Grossoolithe festhalten. Eine aus feinkörnigem, schwarz erscheinendem Dolomit bestehende Randzone wird gefolgt von mehreren Dolomitlagen, die je aus einer senkrecht zur Anlagerungsfläche angeordneten Dolomitprismenreihe aufgebaut sind. Mit deutlicher Grenze, die vor allem auch durch den Farbunterschied zur Geltung kommt, lagern sich an die feinen Prismenlagen grobkristalline, je bis 3 mm breite Prismenlagen an. Das ursprüngliche Restlumen von Hohlräumen, zwischen den von allen Seiten sekretionär gegen innen vorwachsenden Prismenlagen, ist von einem unregelmässig verzahnten, groben Dolomitspataggregat erfüllt.

Die einzelnen Grossoolithlagen zeigen, obschon sie ausnahmslos dolomitisch sind, stark unterschiedliche Verwitterungsresistenz. Besonders leicht verwitterbar sind die Grenzflächen zwischen einzelnen Prismenlagen.

Die Grossoolithe werden heute allgemein als anorganische Bildungen hohlraumreicher Riffkarbonate angesehen. Ihre Entstehung erfolgte sekretionär, ausgehend von einer Basisfläche aus diagenetisch verfestigtem Riffmaterial.

Grossoolithe können, wie in unserem Falle, rein dolomitisch sein, sie können kalkige Relikte enthalten, wie die Grossoolithe des Ramsaudolomites (K. LEUCHS, 1928, p. 373), oder sie können schliesslich rein kalkig sein, wie diejenigen im Wetterstein-Kalk oder Esino-Kalk. Auf Grund dieser Gegebenheiten möchten wir die Dolomitisierung unserer Grossoolithe, wie dies K. LEUCHS vertrat, als sekundär betrachten und deren Struktur als primär kalzitisch ansehen. Dies besagt, dass die kalzitische Struktur bei der Sekundärdolomitisierung des Riffes nicht im geringsten zerstört wurde, sondern dass der Ersatz des Kalzits durch Dolomit unter völliger Bewahrung der Morphologie jedes einzelnen einstigen Kalzitkristalles der Prismenlagen vor sich gegangen ist.

Eine neuere Detailbeschreibung von Grossoolithen gibt H. VIDAL (1953), und die beste Abhandlung über die optischen Eigenschaften der Grossoolithstrukturen bleibt immer noch die Arbeit von O. SCHMID-EGG (1928).

Neben den skizzierten Riffdolomiten kommen nun auch noch atypische spätige Dolomite vor, wie sie uns aus der gesamten Mitteltrias vertraut sind. Nur selten ist in solchen Gesteinen noch eine Riffstruktur wahrnehmbar; doch kommen sie mitten in der typischen Riffassoziation vor und sind im Aufschluss wegen ihrer ebenfalls massigen Erscheinung auf den ersten Blick nicht von Riffdolomiten zu unterscheiden. Das Fehlen sämtlicher Relikte von Riffstrukturen dürfte wahrscheinlich das Ergebnis völliger Verwischung derselben im Zuge der Rekristallisation und Dolomitisierung sein. Da sich die Dolomitisierung, wie noch gezeigt werden wird, in den Gesteinen des zentralen Riffbereiches bedeutend radikaler ausgewirkt hat als im Riffsaum, rechnen wir die undifferenzierten atypischen Dolomite eher dem zentralen Riff zu.

Die Karbonatgesteine des Riffsaumes

Der Riffsaum unterscheidet sich makroskopisch durch die meist mehr oder weniger ausgeprägte Bankung und durch den mit verdünnter Salzsäure immer feststellbaren Kalziumkarbonatüberschuss von den Riffdolomiten des zentralen Riffbereiches. Er enthält keine Grossoolithe mehr; auch nicht solche, die erst im Dünnschliff kenntlich sind, was bei den zentralen Riffdolomiten oft der Fall sein kann.

Im Dünnschliff weisen die Riffsaumkarbonate eine äusserst komplexe Mikrostruktur auf (vgl. Photo 46). Die Grundmasse besteht aus einem feinkörnigen, teilweise grumitischen Kalk, der immer zu grossen Teilen rekristallisiert und dolomitisiert ist. Der Dolomit tritt als Anreicherungen von einander nicht berührenden, kleinen Einzelkörnern auf, die sich bei starker Vergrösserung vielfach als idiothoppe Dolomithom-

boeder erweisen, und kommt auch als verzahnte Aggregate vor, die oft längs den Grenzen grösserer Komponenten oder als Füllungen in Schalentrümmern beobachtet werden. Die spätige Grundmasse in stark onkolithischen Partien besteht dagegen häufig aus klarem Kalzit, der nur untergeordnet von Dolomit durchsetzt ist.

Bei den Komponenten lassen sich grobarenitische bis feinruditische Kalktrümmer, Onkoide, einschalige Ooide und Fossiltrümmer unterscheiden. Alle diese Komponenten sind nicht gleichmässig im Gestein verteilt, sondern durch Zusammenschwemmung arealweise angereichert (vgl. Photo 46). Neben Onkoiden kommen auch einschalige Ooide vor, die aus einer dunkeln, dünnen, strukturlosen Schale, die einen feinkörnigen, kalkigen Kern umgibt, bestehen. Die organogenen Komponenten setzen sich zusammen aus Echinodermentrümmern, vereinzelt Korallenbruchstücken, Molluskenschalen und dunkeln, meist unregelmässig begrenzten, verschwommen knäuelig struierten Gebilden, bei denen es sich um Tubifites handeln könnte.

Zusammenfassend ergibt sich aus den mikroskopischen Betrachtungen, dass die Karbonate des Rifflsaumes in viel stärkerem Masse arenitische und biogen-detritische Komponenten enthalten als die Riffdolomite des zentralen Riffbereiches. Die sekundäre Dolomitisierung ist im Rifflsaum weniger wirksam gewesen als im inneren Teil des Riffls, was ermöglichte, dass hier viele Primärstrukturen noch einigermassen erhalten geblieben sind. Aus der Verteilung des Dolomites in den Karbonatgesteinen des Rifflsaumes geht hervor, dass die sekundäre Dolomitisierung zuerst die wohl ursprünglich feinkörnige, kalkige, bzw. aragonitische Grundmasse erfasst hat und erst nachher auf die Komponenten (Kalktrümmer, Onkoide und Fossilreste) übergegriffen hat.

Durch die vollständige Sekundärdolomitisierung im zentralen Rifflbereich mag nebst vielen Primärstrukturen auch eine primär eventuell noch ausgebildete Schichtung verwischt worden sein, wie es R. von KLEBELSBERG (1935) für die massigen Wetterstein-Riffladolomite annimmt.

Die sekundäre Dolomitisierung der Riffls der Arlberg-Formation dürfte mit grosser Wahrscheinlichkeit unter direktem Zutritt des Meerwassers vor sich gegangen sein, da keine Anzeichen dafür vorliegen, dass die Riffls im Verlaufe ihrer Entstehung oder nach ihrem Absterben über den Meeresspiegel gehoben worden wären.

AUFBAU EINES RIFFES UND ZUSAMMENHANG MIT DEM AUSSERREZIFALEN BEREICH

Bau und Uebergangsverhältnisse zum ausserrezifalen Bereich lassen sich nur am Tidrüfe-Riffl beobachten. In der Tidrüfe (vgl. Fig. 17) beginnen die Rifflbildungen direkt über der kaum 30 m mächtigen Partnach-Formation mit undeutlich gebankten, grau anwitternden, körnigen Dolomiten (1), die seitlich übergehen in onkolithische, körnige, dolomitische Kalke mit Echinodermentrümmern, Molluskenschalen-Bruchstücken und fraglichen Korallenteilen (2). Diese dolomitischen Kalke werden als Bildungen des Rifflsaumes angesehen, während die Dolomite (1) dem inneren Rifflbereich angehören. In (1) und (2) eingelagert sind sowohl im aufgelassenen Steinbruch wie auch am Bachbett dunkle bis schwarze kalkige Dolomite, die sehr mürbe sind und zu feinem Grus verwittern (3). Die Mächtigkeit dieser Einlagerungen ist äusserst variabel. Sie können auf wenige Meter Horizontaldistanz auskeilen oder bis auf 3 m anschwellen, was besonders in der südlichen Ecke des aufgelassenen Steinbruches zu beobachten ist. Am Bachbett der Tidrüfe stehen die mürben, dunkeln Dolomite (3) noch in Wechsellagerung mit dünngeschichteten bis feinkörnigen Kalkdolomiten, deren Schichtflächen von schwärzlichen Tönhäuten überzogen sind. Im Dünnschliff zeigen sie die Struktur der Rifflsaumkarbonate. Auch die im Hangenden folgenden, massig erscheinenden Kalkdolomite (4) sind auf Grund ihrer Mikrofazies dem Rifflsaumbereich zuzuordnen, obwohl sie sich im Aufschluss nicht von den massigen, hellbeige anwitternden Dolomiten (5) unterscheiden, die sich seitlich aus (4) entwickeln und dem inneren Rifflbereich angehören.

Einige Meter höher im Profil, im Hangenden von (4), greifen die Dolomite (5) auch auf die Aufschlüsse am Bachbett über und dokumentieren damit eine Ausdehnung des zentraleren Rifflbereiches, bzw. des ganzen Riffls (vgl. stratigraphische Sammelprofile, Kolonne I, Rifflfazies). Mit scharfer Grenzfläche werden die Dolomite (5) im südöstlichen bis östlichen (rifflexterneren) Teil des Aufschlusses überlagert von einem partnachartigen Schieferband (6). Dieses Schieferband ist am Bachbett ca. 10 m mächtig und keilt in nordwestlicher Richtung, auf den aufgelassenen Steinbruch zu allmählich schwächer werdend, nach ca. 80 m aus. Zwischen den Schiefen treten im unteren Teil des Bandes einige, wenige Zentimeter dicke, feinkörnige Kalklagen auf, und im oberen Teil sind viele bis 30 cm lange, gelblich anwitternde Dolomitlinsen enthalten.

Dieses Schieferband, das weit auf den externeren Rifflbereich übergreift, belegt eine erste deutliche Regressionsphase in der Entwicklung des Tidrüfe-Riffls. Während sich das Riffl bisher immer langsam ausgebreitet hatte, was durch die Transgression der Dolomite (5) über die Karbonatgesteine des Rifflsaumes angedeutet ist, erfolgte nun ein ziemlich unvermittelter Umschwung.

Im Hangenden gehen die partnachähnlichen Schiefer, die zusehends karbonatreicher werden, ohne



Fig. 17 Gesamtansicht der Tidrüfe

scharfe Grenze über in undeutlich gebankte, graubeige anwitternde, körnigglitzernde Dolomite (7), die im Dünnschliff kaum mehr Primärstrukturen erkennen lassen. Ueber diesen Dolomiten (7) kommt wieder ein Schieferband (8), das in seiner ganzen Mächtigkeit Einlagerungen von geringmächtigen Kalkplatten enthält, wie sie beim Schieferband (6) im unteren Teil auftreten. Das Schieferband (8) ist am Bachbett etwa 6 m mächtig und keilt in nordwestlicher Richtung nach ca. 50 m aus. Es verkörpert wiederum eine Regressionsphase des Riffes, die ebenso unvermittelt wie die erste einsetzte.

Die massigen, grumitischen Dolomite (9) zeigen eine letzte Ausbreitung der Riffazies an. Sie werden mit kaum wahrnehmbarer Diskordanz überlagert von mittelbankigen bis grobbankigen Dolomiten mit dünngeschichteten, bituminösen Horizonten (10). Aus einem solchen Horizont stammt der auf S. 92 beschriebene Nothosauriden-Femur. Die Folge (10) wird zu den Mittleren Arlberg-Schichten gerechnet.

PALÄOGEOGRAPHIE

Für eine Konstruktion der Paläogeographie des Riffbereiches der Arlberg-Formation stehen uns ausschliesslich nur Daten des Ostrandes der Riffe zur Verfügung. Für alle Spekulationen über die Zusammenhänge zwischen Riff und ausserrezifalem Bereich liefern uns sogar allein die skizzierten Aufschlüsse in der Tidirüfe konkrete Anhaltspunkte. Zu diesen Aufschlüssen ist in bezug auf ihre paläogeographische Interpretation zu bemerken, dass die Unteren und Mittleren Arlberg-Schichten, die sich hier mit den Riffdolomiten verzahnen, auf Grund der Geländebefunde sich entweder weiter nach Westen ausgedehnt oder aber an eine heute wegerodierte Riffbarriere gestossen haben könnten. Mit dieser Erörterung ist auch bereits die unserer Ansicht nach vorläufig unlösbare Kernfrage aller Diskussionen über Gestalt, Ausmass und paläogeographische Bedeutung der Riffe des westlichen Rätikon aufgeworfen: sind diese Riffe am heutigen Westende der Nördlichen Kalkalpen flächenmässig und volumenmässig beschränkte Einzelriffe oder bildeten sie den Ostrand einer ehemaligen im Westen sich ausdehnenden mächtigen Riffplattform, die den Wetterstein-Riffen oder südalpinen Riffkomplexen durchaus ebenbürtig gewesen sein könnte.

Bei Annahme eines beschränkten Ausmasses der Riffe ist allenfalls zu berücksichtigen, dass damit der in den Mittleren Arlberg-Schichten der Tidirüfe gefundene Nothosauriden-Femur aus einem im Westen gelegenen, offenen Meer eingeschwemmt worden sein könnte, und dass die Vorarlberger Entwicklung der Arlberg-Formation gesamthaft als eine "Hinterriff"-Fazies betrachtet werden könnte.

ZUSAMMENFASSENDE ÜBERSICHT

Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt einen Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie der kalkalpinen Mitteltrias und deren Sedimentationsbedingungen dar. Die Untersuchungen erstrecken sich über das aus Fig. 1 ersichtliche Gebiet, d. h. den westlichsten Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Sie vermitteln den Anschluss an die stratigraphischen Untersuchungen im Arlberggebiet von F. HIRSCH (1966).

Tektonik

Die Tektonik des Gebietes wird insofern berücksichtigt, als dies für eine Abwicklung der Mitteltrias und die Konstruktion der palinspastischen Kartengrundlage (vgl. Fig. 6, 12 und 14) notwendig war.

Das Kalkalpin des westlichen und zentralen Rätikon und der Davennagruppe besteht aus einer allochthonen Sedimenttafel, deren listrische Basisfläche vom Verrucano-Buntsandstein bis in die unteren Gutensteiner Schichten hinauf verläuft. Diese Sedimenttafel wird von verschiedenen, meist zerbrochenen Antiklinalzonen (vgl. die tektonische Karte) durchzogen, in deren Bereich inkompetentes Material der tektonischen Unterlage (vorwiegend Arosener Zone) die kalkalpine Deckmasse durchstossen hat (Aufbruchzonen). Weitere tektonische Komplikationen entstanden durch die Ablösung des Hauptdolomites auf dem "Schmierhorizont" der Raibler-Formation (Gips) und die differentielle Vorwärtsbewegung des ersteren über seine Unterlage.

Die tektonische Gliederung der kalkalpinen Deckmasse des westlichen und zentralen Rätikon in verschiedene Schuppen ist gegeben durch das Bauelement der dachziegelartigen Ueberschiebungen, längs denen ein südlich und östlich gelegener Teil der kalkalpinen Sedimenttafel sein nordwestliches Vorland um maximal 3-4 km (Gorvion-Schuppe) überschoben hat. An den Schuppenrändern wurde vielfach Material der Arosener Zone vorgeschürft. Die Ueberschiebungsbeträge nehmen nach Nordosten generell ab und laufen schliesslich aus (vgl. die tektonische Karte).

Bedeutendere Ueberschiebungen und Stauchungen als im westlichen und zentralen Rätikon treten im Gebiet zwischen dem Rells- und Gampadelstale auf. Die alpinktonische Stauchung ist besonders gross im Bereich der Phyllitgneiszone. Durch sie sind die schmalen und tiefen Sedimentmulden und -züge im Kristallin bedingt.

Der Sedimentationsraum der Frescalot-Kristakopf-Schuppe wurde von der Phyllitgneiszone um 3-5 km überfahren. Der Kristakopf wird als tektonisches Fenster gedeutet.

Die Mittagspitz-Geisspitz-Zone wird aus faziellen und tektonischen Gründen zum Oberostalpin gerechnet und direkt südlich der Phyllitgneiszone beheimatet (vgl. Fig. 6 und die tektonische Karte).

STRATIGRAPHIE UND REGIONALE FAZIESVERGLEICHE

Die mitteltriadische Schichtfolge wird in unserem Gebiet, entsprechend dem Vorschlag von F. HIRSCH (1966), in drei lithostratigraphische Einheiten vom Range einer Formation eingeteilt. Es sind dies:

- (oben) Arlberg-Formation
- Partnach-Formation
- Alpiner Muschelkalk

Alpiner Muschelkalk

Die Formation des Alpinen Muschelkalkes umfasst die drei Formationsglieder: Punt la Drossa-Schichten, Gutensteiner Schichten und Reiflinger Schichten.

Punt la Drossa-Schichten

Der Terminus "Punt la Drossa-Schichten" wurde 1966 von F. HIRSCH eingeführt. Zur Typuslokalität der Punt la Drossa-Schichten wurde das von H. BOESCH (1937) beschriebene Profil der "Campiler Schichten" bei der Punt la Drossa an der Ofenpassstrasse (Unterengadiner Dolomiten) erhoben. Diese Wahl der Typuslokalität soll die gute fazielle Vergleichbarkeit der Basis des Alpinen Muschelkalkes zwischen den Unterengadiner Dolomiten und dem Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen bekräftigen.

Die Punt la Drossa-Schichten sind die im einzelnen variabel zusammengesetzte sandig-siltige bis karbonatisch-rauwackige Uebergangsfazies zwischen dem Verrucano-Buntsandstein und den höheren, rein karbonatischen Anteilen des Alpinen Muschelkalkes. In den Nördlichen Kalkalpen, wo sie vom Rätikon bis östlich des Arlberggebietes verbreitet sind, bilden die Punt la Drossa-Schichten die geringmächtige, seitliche Vertretung der Dolomit- und Rauhwackenfolgen der Reichenhaller Schichten.

Die Punt la Drossa-Schichten des Rätikon sind Ablagerungen eines anfänglich äusserst seichten Meeres mit reichlicher Zufuhr von terrigenem, psammitischem Detritus. Erst das Auftreten von Crinoiden (Dadocrinen?) in Kalkbänken des oberen Teiles der Punt la Drossa-Schichten kündigt eine zunehmende Vertiefung des Ablagerungsraumes und die Existenz normalmariner Bedingungen an.

Für die Lage der Skythian/Anisian-Grenze in bezug auf die Punt la Drossa-Schichten ergeben sich weder im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen noch in den Unterengadiner Dolomiten sichere Anhaltspunkte.

Gutensteiner Schichten

Die Gutensteiner Schichten lassen sich im Rätikon in die aus Fig. 6 ersichtlichen Faziesbereiche einteilen. Die grösste Bedeutung kommt der reichgegliederten Kalkfazies zu, aus der sich im Gebiet von Bürs ein Bereich mit subeuxinischen Sedimentationsbedingungen entwickelt. Dieser Bereich wird mit der "zone septentrionale" (Lech-Reutte) bei F. HIRSCH (1966) verglichen, während die reichgegliederte Kalkfazies des Rätikon ihre östliche Fortsetzung in der "zone centrale" (HIRSCH, p. 26) hat, die vom Südrand der Lechtal-Decke bis etwa zu einer Linie Lech-Kaisers reicht. Der Dolomitfazies des Rätikon, die aus uniformen Sekundärdolomiten besteht, entsprechen im Arlberggebiet etwa die Gutensteiner Schichten der Inntal-Decke, welche jedoch im Unterschied zu den Gutensteiner Dolomiten des Rätikon die ankeritischen Vererzungen des Krabachjoches enthalten und in ihren tieferen Partien durch einen erhöhten Gehalt an detritischem Quarz ausgezeichnet sind.

Für die einförmige Kalkfazies in den Mulden der Phyllitgneiszone und der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone sind Onkolithe mit tektonischer Längung der Onkoide charakteristisch. Detritischer Quarz fehlt hier, wie auch in der Dolomitfazies des Rätikon, sozusagen ganz, und es kommen nur authigene Quarzanreicherungen vor. Daraus möchten wir schliessen, dass die Gutensteiner Dolomite der Inntal-Decke mit ihrem beträchtlichen Gehalt an detritischem Quarz im unteren bis mittleren Anisian

in vermehrtem Masse terrigenen Einschwemmungen ausgesetzt waren als die Gutensteiner Schichten der in ihrer tektonischen Stellung etwa der Inntal-Decke vergleichbaren südöstlichen Teile des Rätikon.

Die in den Punt la Drossa-Schichten einsetzenden Crinoiden gelangen in den Gutensteiner Schichten der Kalkfazies vor allem in den Biokalkarenitbänken (vgl. S.45) zu üppiger Entfaltung. Algenhorizonte finden sich ausschliesslich im westlichen Rätikon (vgl. Fig.6). Sie sind durch das zahlreiche Auftreten von *Physoporella praealpina* PIA gekennzeichnet, einer Form, die bisher oft als nahezu endemisch für die Westalpen, insbesondere den Briançonnais-Raum, gehalten wurde (G.BOTTERON, 1961; F.ELLEN-BERGER, 1958). *Physoporella praealpina* ist nach HIRSCH auch in den Gutensteiner Schichten des Flexenpass-Profiles recht zahlreich.

Sedimentstrukturen des Gezeitenbereiches (Shrinkage Pores, Stromatolithe) werden nur im westlichen Rätikon beobachtet (vgl. Fig.6). Ihr Fehlen im zentralen und östlichen Gebiet spricht für eine grössere Wassertiefe, die allenfalls auch die weitere Ausbreitung der Algen verhindert haben mag.

Reiflinger Schichten

Die Reiflinger Schichten in der Fazies der teilweise Hornstein führenden Knollenkalke oder deren sekundär dolomitisierten Abarten sind in den Mulden der Phyllitgneiszone und in der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone seitlich durch den oberen Teil der Gutensteiner Schichten in der einförmigen Kalkfazies vertreten, die bis an die Basis der Partnach-Formation reicht (vgl. Fig.12). Im übrigen Untersuchungsgebiet wird die Knollenkalkfazies, die, wie auch die Hornsteinführung, im westlichen Rätikon weniger ausgeprägt ist als im zentralen und östlicheren Teil, mit Ausnahme des Kristakopfes eingeleitet von der bis zu 10 m mächtigen Encrinitenbank. Diese ist vergleichbar den Biokalkarenitfolgen in den Gutensteiner Schichten. Eine Encrinitenbank leitet auch noch im Karwendelgebirge die Knollenkalkfazies des Alpen Muschelkalkes ein, oder sie befindet sich an der Basis der Schreyeralm-Kalke. Die Ammonoideen führende Rotschlammfazies der Schreyeralm-Kalke vertritt von Innsbruck an ostwärts, entlang dem Südrand des Karwendels, z.T. die Knollenkalkfazies. Als weitere Einschaltung innerhalb der Knollenkalke des Mieminger-, Wetterstein- und Karwendelgebirges sind lokale Riffbildungen zu erwähnen (H.MILLER, 1962/1965 und M.SARNTHEIN, 1965).

Vom Klostertal bis in die westlichen Lechtaler Alpen sind die Reiflinger Schichten gut mit der Ausbildung im zentralen und östlicheren Rätikon vergleichbar. In der Inntal-Decke des Krabachjochgebietes sind die Reiflinger Schichten wie im Rellstal mehrheitlich sekundär dolomitisiert (vgl. Fig.12).

Die Ablagerungsbedingungen der Reiflinger Schichten waren im zentralen und östlicheren Rätikon hemipelagisch-epibathyal und teilweise subeuxinisch, während für den westlichen Rätikon geringere Wassertiefen und ein für benthonisches Leben günstigeres Milieu anzunehmen sind, was sich im Vorkommen von Crinoiden äussert, die im tieferen, subeuxinischen Bereich fehlen.

Die im Rätikon überall in den höheren Reiflinger Schichten anzutreffenden Pietra Verde-Horizonte bestehen aus grünlichen Kristalltuffen und tuffitischen Schieferchen. Im ausgeprägtesten Falle bestehen die Pietre Verdi aus bis 70 cm mächtigen gradierten Tufflagen, bei welchen der basale Kristalltuff nach oben in grünliche Tuffitschiefer übergeht. Anzahl und Mächtigkeit der einzelnen Pietra Verde-Lagen sind schon innerhalb des Rätikon sehr variabel, was wir auf die verschiedenen Aufschlussverhältnisse, tektonische Faktoren (Ausquetschung) und unterschiedliche Sedimentationsbedingungen (wechselnde Windrichtung, selektive Wegschwemmung und Anhäufung) zurückführen. Die Pietra Verde-Horizonte sind im Rätikon immer vergesellschaftet mit einem 2-3 m mächtigen, partnachartigen Schieferband (vgl. Fig.10).

In den Nördlichen Kalkalpen sind die Pietre Verdi vom Rätikon bis zur Rax und dem Schneeberg (H.P.CORNELIUS, 1951/1952) bekannt. In den Lechtaler Alpen, dem Mieminger-, Wetterstein- und Karwendelgebirge sind die Pietre Verdi vor allem durch F.HIRSCH (1966), R.HUCKRIEDE (1959), H.MILLER (1962), M.SARNTHEIN (1965) und H.VIDAL (1953) beschrieben worden.

Die sauren Pietra Verde-Tuffe des Rätikon stehen in bezug auf ihren Chemismus (quarzreich, wenige, saure Plagioklase) sowohl in Gegensatz zu den Tuffen des Mieminger-, Wetterstein- und Karwendelgebirges als auch zu den Pietre Verdi der Buchensteiner Schichten in den Südalpen (quarzarm, relativ viele, basischere Plagioklase).

Die Pietre Verdi sind allgemein gute chronostratigraphische Leithorizonte der Anisian/Ladinian-Wende.

Beziehungen zum Zentralostalpin Graubündens im Anisian

Zu den Gutensteiner- und Reiflinger Schichten der Nördlichen Kalkalpen ergeben sich im Alpen Muschelkalk des Zentralostalpins von Mittelbünden (Landwasser-Ducan-Gebiet) und der Unterengadiner Dolomiten bedeutende Faziesunterschiede, wobei dieselben auffallenderweise zwischen dem Rätikon und dem Landwasser-Ducan-Gebiet grösser sind als zwischen dem Rätikon und den Unterengadiner Dolomiten.

Zwar können die Gracilis-Schichten Mittelbündens noch einigermaßen mit den unteren Gutensteiner Schichten des Rätikon (Kalkfazies) verglichen werden, doch steht der Trochitendolomit des oberen Alpen Muschelkalkes den Knollenkalen der Reiflinger Schichten völlig fremd gegenüber.

Das Fehlen der Knollenkalkfazies, d.h. der Reiflinger Schichten, in den Mulden der Phyllitgneiszone und in der östlichen Mittagspitz-Geisspitz-Zone könnte auf eine primär südlichere Stellung des Zentralostalpins, in welchem typische Knollenkalke ebenfalls nicht ausgebildet sind, gegenüber den Nördlichen Kalkalpen hindeuten.

Für die Anisian/Ladinian-Wende besteht zwischen dem westlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen und dem Zentralostalpin Graubündens ein grundsätzlicher Faziesunterschied, indem im letzteren Bereich fast durchwegs eine Regressionsphase auftritt, für die sich im Kalkalpin, allenfalls mit Ausnahme derjenigen Gebiete, in denen die Hornstein-Knollenkalkfazies direkt von Wetterstein-Riffkalen überlagert wird, keine Anhaltspunkte ergeben.

Anisian/Ladinian-Grenze

Die Anisian/Ladinian-Grenze wird im Rätikon auf Grund der stratigraphischen Leitwerte von *Daonella* cf. *indica* (BITTN.) KITTL und *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) sowie der diese Spezies begleitenden Conodonten-Arten (vgl. Tabelle 2) in den unteren Teil der Pietra Verde-Niveaux verlegt. Tief-ladinisches Alter für die höheren Reiflinger Kalke hatte schon D. TRÜMPY (1916) vermittelt des bis heute in der Reiflinger Fazies einzigen Fundes von *Protrachyceras reitzi* (BÖCKH.) MOJS. spec. angenommen.

Partnach-Formation

Mit der Partnach-Formation beginnt im Rätikon die Sedimentation gewaltiger Tonschiefer- und Mergelmassen, die z.T. vulkanogenen Ursprunges sein mögen. Das CO₂-reiche Milieu behinderte den Absatz von Kalken weitgehend. Nur in den durchziehenden, geringmächtigen Kalkbänken (Partnach-Kalke), gewann die Karbonatsedimentation zeitweise die Oberhand über die klastischen Ablagerungen. Die Kalkbänke innerhalb der Partnach-Formation sind sehr konstante, vermutlich sogar annähernd homochrome Horizonte, und werden noch im Triasstreifen Schwaz - Wörgl (H. PIRKL, 1961) signalisiert.

Verbreitung und Mächtigkeit des Tonschiefer- und Mergelkomplexes der Partnach-Formation, deren primär stratigraphische Mächtigkeiten innerhalb des Rätikon keine wesentlichen Unterschiede aufgewiesen haben dürften, sind nach Osten stark wechselnd. In dem zur Inntal-Decke gehörenden Krabachjochgebiet und in der Lechtal-Decke des hintersten Kaisertales vertritt die Partnach-Formation das ganze Ladinian und steht in ihrem Hangenden direkt in Kontakt mit den basalen Raibler Sandsteinen. Die selben Verhältnisse werden auch am Südrand der Lechtal-Decke zwischen dem Arlbergpass und Flirsch angetroffen. F. HIRSCH (p. 32) ordnet diese drei Bereiche mit einer sich über das ganze Ladinian erstreckenden Partnach-Fazies einem relativ schmalen, quer zum Streichen der Lechtal- und Inntal-Decke verlaufenden Partnach-Schiefertrog zu, durch welchen das Sedimentationsgebiet der Arlberg-Fazies von dem der Wetterstein-Fazies getrennt worden wäre. Oestlich dieses Partnach-Schiefertroges tritt die Partnach-Formation, wie im Westen im Liegenden der Arlberg-Formation, nunmehr im Liegenden der Wetterstein-Formation auf. Die Fortsetzung des Partnach-Schiefertroges des hintersten Kaisertales ist möglicherweise im Partnach-Schiefertrog zu erblicken, der westlich der Typuslokalität der Partnach-Formation, im Partnachtal südlich Garmisch-Partenkirchen beginnt und sich über den Tegernsee bis zum Tal der Leizach hinzieht. Die Partnach-Schiefer dieser "Rinne" verzahnen sich im Süden mit Karbonatgesteinen der Wetterstein-Fazies und werden schon kaum 15km südlich der Partnachklamm ganz von den Wetterstein-Riffen abgelöst.

Arlberg-Formation

Untere, Mittlere und Obere Arlberg-Schichten

Mit z.T. nur geringen mikrofaziellen Unterschieden zu den höheren Partnach-Kalken, aber mit bedeutend grösseren Bankmächtigkeiten kündigen die dunkeln, hell anwitternden, feinkörnigen Kalke der Unteren Arlberg-Schichten, des tiefsten der drei Formationsglieder der Arlberg-Formation, das Zurückweichen der Tonschiefer- und Mergelsedimentation an. Diese zog sich, wie auf Fig. 14 veranschaulicht, auf immer engere Bereiche, die Gebiete mit der höchsten Zahl von Wechsellagerungen zwischen Kalkbänken und Schieferbändern, zurück, während gleichzeitig seitlich dieser Rückzugsgebiete der Klastika bereits die kompakten Kalkfolgen der Mittleren Arlberg-Schichten abgelagert wurden.

Mit der erneuten Dominanz der Kalksedimentation wird der Ablagerungsraum zusehends seichter. Crinoidenreste werden immer spärlicher und bleiben schliesslich ganz aus. Noch gedeihen dagegen kleinwüchsige Gastropoden, Muscheln (Pachycardien oder kleine Megalodonten) und benthonische Foraminiferen. Diese Faunenvergesellschaftung wird erst unter dem anomal marinen, lagunären oder waddenartigen Milieu, das zu einem grossen Teil die Ablagerungen der Oberen Arlberg-Schichten (gebänderte Primärdolomite, Rauhdecken, Primärbrekzien) kennzeichnet, verdrängt. Das seichte Wasser behagte einzig noch den Solenoporen und Codiaceen der Solenoporenbank (vgl. S. 106) und begünstigte die Ausbreitung zahlreicher Stromatolithe (Algal Mats). Strukturen der Gezeitenzone: "Shrinkage Pores", "Mud Cracks", etc., sind in den Oberen Arlberg-Schichten allenthalben anzutreffen.

Die Mikrofaziestypen der Mittleren und Oberen Arlberg-Schichten stimmen im Rätikon mehr oder weniger mit den von F. HIRSCH (1966) im Arlberggebiet beschriebenen überein, wenn auch ihr quantitativer Anteil an der Schichtfolge sehr unterschiedlich ist. Ein im Rätikon nicht bekanntes Fazieselement sind die Zyklotheme (HIRSCH, p. 29), die im Flexenpass-Profil über 60% der totalen Mächtigkeit der Arlberg-Formation ausmachen. Die Verteilung von dolomitischen und kalkigen Abfolgen innerhalb der Arlberg-Formation ist wie im Rätikon auch im Klostertal und im Arlberggebiet nicht gesetzmässig fassbar.

Riffbildungen der Arlberg-Formation

Als Faziesäquivalent zur Wetterstein-Formation sind die heute am Westrand des Rätikon noch erhalten gebliebenen Riffdolomite zu betrachten. Sie haben Mächtigkeiten von 50 m (Tidrüfe, oberhalb Schaan) bis zu 300 m (Fercheneck, oberhalb Triesenberg) und sind seitlich verzahnt mit den Unteren und Mittleren Arlberg-Schichten – möglicherweise aber auch schon mit der Partnach-Formation. Die Riffdolomite der Arlberg-Formation des westlichen Rätikon gleichen lithofaziell mit ihren Gressoolithstrukturen, wie besagt, den Wetterstein-Dolomiten, eben so sehr aber auch den Esino-Kalken und -Dolomiten und weiteren südalpinen, ladinischen Riffgesteinen.

Die Uebergänge von Riffdolomiten über Riffsaumbildungen zum ausserrezifalen Bereich sind nur am Riff der Tidrüfe sichtbar. Dieses Riff wird eingedeckt von Mittleren Arlberg-Schichten in Normalfazies (vgl. stratigraphische Sammelprofile, Kolonne I und Fig. 17). Sichere Beweise für eine seitliche Vertretung von Riffdolomiten und Oberen Arlberg-Schichten in Normalfazies fehlen; doch erscheint eine solche Vertretung in Anbetracht des 300 m mächtigen Riffes vom Fercheneck nicht ausgeschlossen.

Die paläogeographische Bedeutung der Riffe am Westrand des Rätikon ist wegen des Fehlens der westlichen Fortsetzung des Oberostalpins nicht klar. Es kann sich bei diesen Riffen nach den heute vorliegenden Befunden sowohl um lokale Bildungen, als auch um den Ostrand einer ehemaligen, bedeutenden Riffplattform handeln, die durchaus das Volumen der Wetterstein-Riffe gehabt haben könnte.

Die Verbindung des Rätikon im mittleren bis oberen Ladinian mit einem offenen Meeresraum, der bei Annahme einer lokalen Ausdehnung der Riffbildungen auch im Westen gelegen haben könnte, wird durch den Fund eines Nothosauriden-Femur (vgl. S. 92) angezeigt, während die wieder vermehrten, wenn auch geringmächtigen, mergeligen Einlagerungen in den Oberen Arlberg-Schichten auf die Existenz landfester Liefergebiete der Klastika hinweisen.

Beziehungen zum Zentralostalpin Graubündens im Ladinian

Der bedeutendste Faziesunterschied zwischen dem Ladinian der Nördlichen Kalkalpen und demjenigen des Zentralostalpins von Graubünden besteht im Fehlen der Partnach-Klastika sowohl in Mittelbünden wie auch in den Unterengadiner Dolomiten. Ältere Autoren, wie C.W. von GÜMBEL (1888), E. BÖSE (1896) und W. SCHILLER (1903) erwähnten zwar Partnach-Schichten aus den Unterengadiner Dolomiten (Val d'Uina, Val Triazza), bei denen es sich aber lediglich um schwärzliche, laminierte bis dünngeschichtete, mergelige Kalke handelt, die nicht mit der Partnach-Fazies in den Nördlichen Kalkalpen verglichen werden können, sondern als unter euxinischen Bedingungen entstandene Lagunensedimente zu betrachten sind.

Zu den als "Ladin" oder "Arlberg-Kalke und -Dolomite" angesprochenen Kalk- und Dolomitfolgen der Unterengadiner Dolomiten stehen die Karbonatgesteine des Rätikon infolge Fehlens von Dasycladaeen in deutlichem faunistischem Gegensatz. Diploporen sind in den Unterengadiner Dolomiten selbst in den eher als Seichtwasserbildungen mit anomal marinem Charakter angesehenen "oberladinischen Grenzdolomiten" und den "Zellendolomiten" nicht selten.

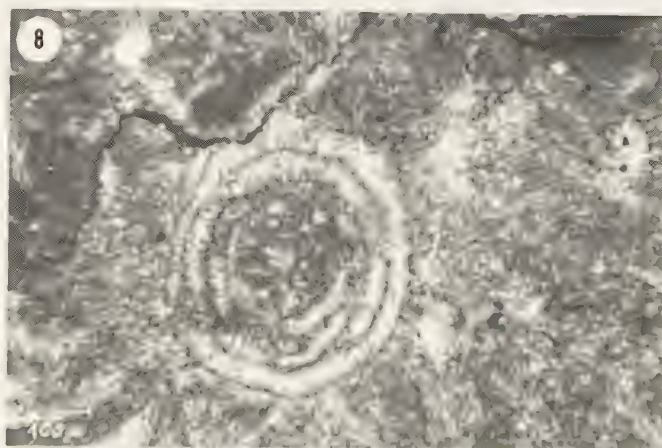
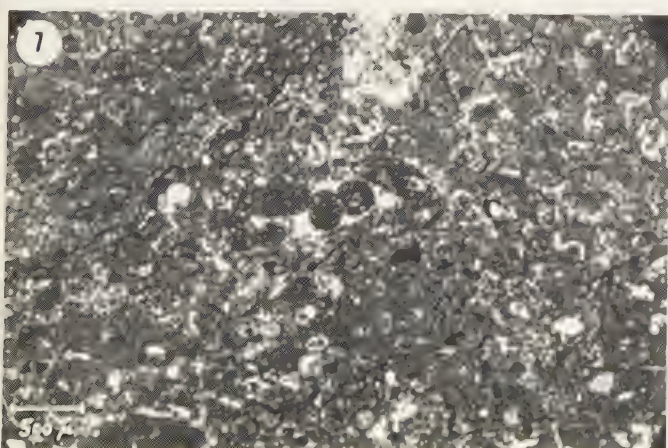
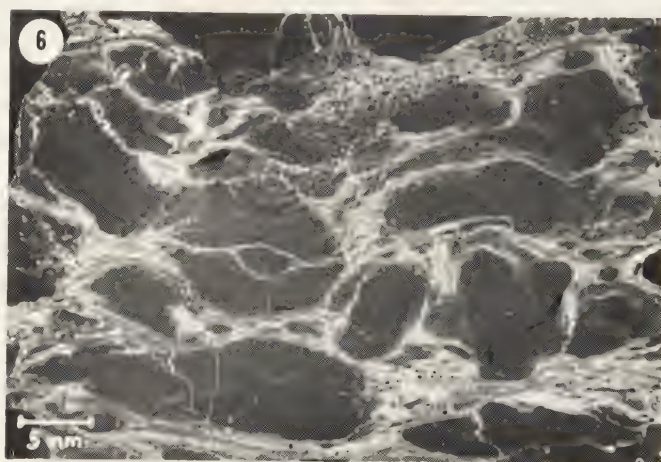
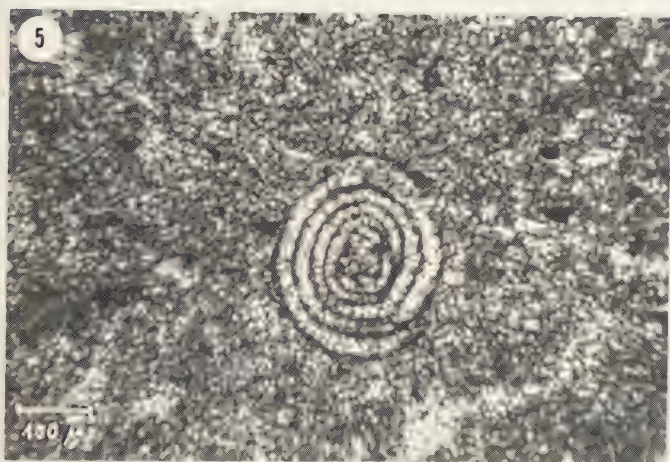
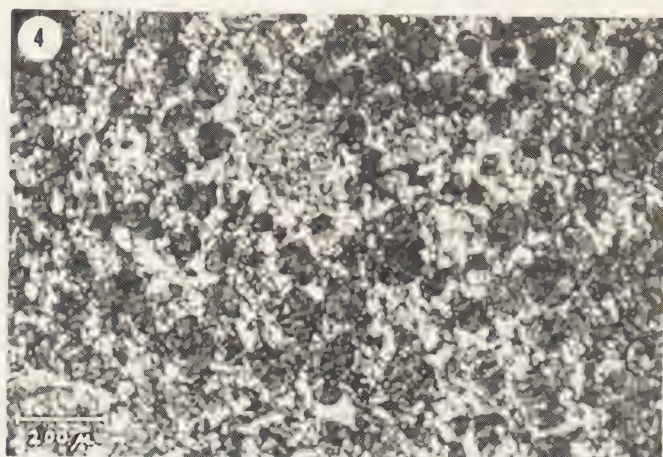
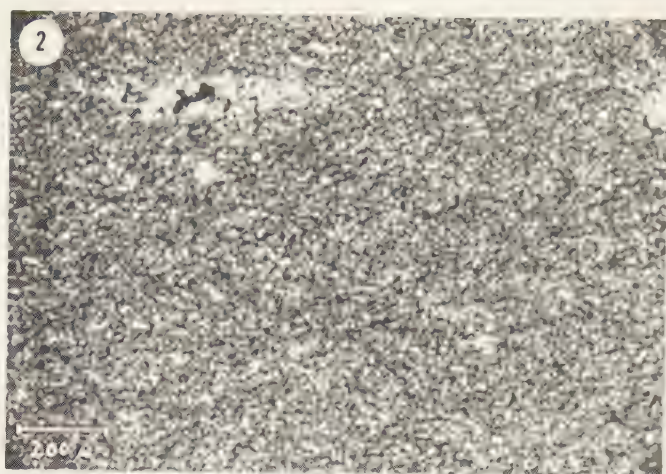
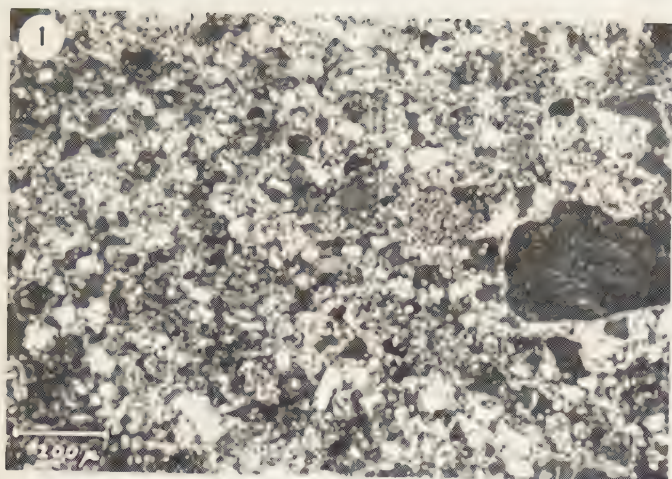
Ladinian / Carnian-Wende

Die Grenze der Arlberg-Formation zur Raibler-Formation wird an die Basis der Raibler Sandsteinfolge verlegt. Das Ausmass der Heterochronie dieser Sandsteintransgression ist im Rätikon nicht feststellbar.

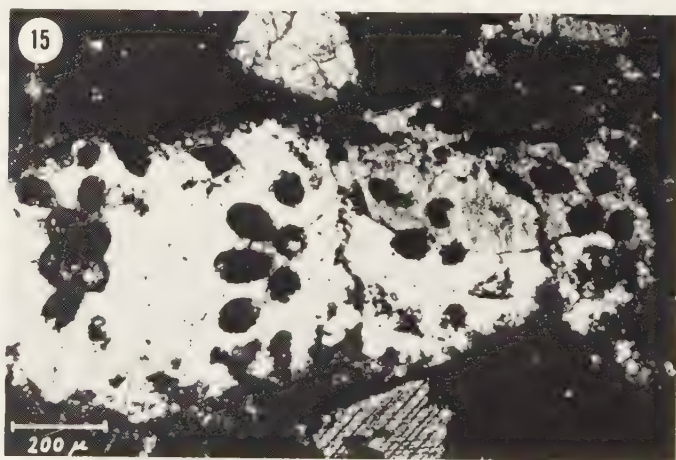
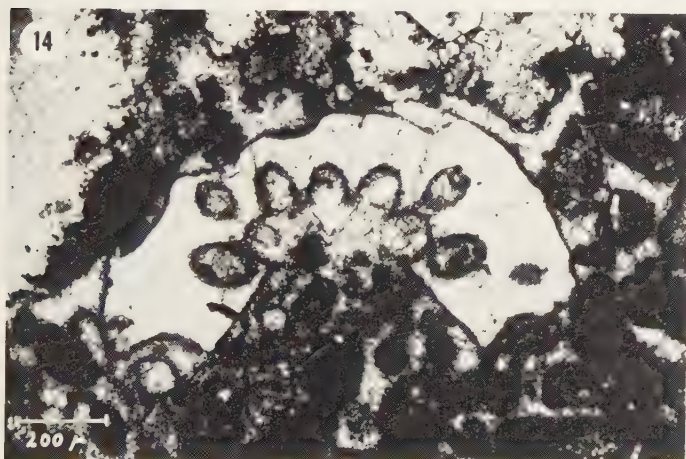
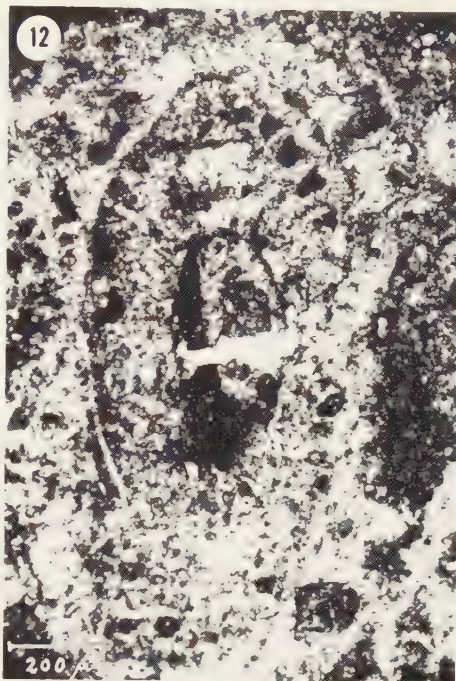
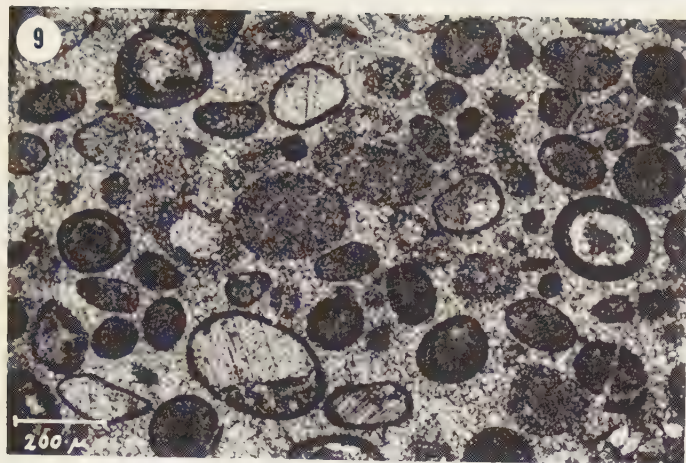
Zwischen den Wetterstein-Kalken und den Raibler Sandsteinen wurde in den Klippen der Lechtal-Decke nahe dem Kalkalpen-Nordrand namentlich von älteren Autoren eine Schichtlücke angenommen, die u. a. M. FRANK (1935) und M. RICHTER (1937) durch fossile Karrenbildungen glaubten belegen zu können. Anzeichen für eine solche Schichtlücke sind im Rätikon und im ganzen Verbreitungsgebiet der Arlberg-Formation nicht vorhanden.

Die Ladinian/Carnian-Grenze kann im Rätikon nicht faunistisch belegt werden.

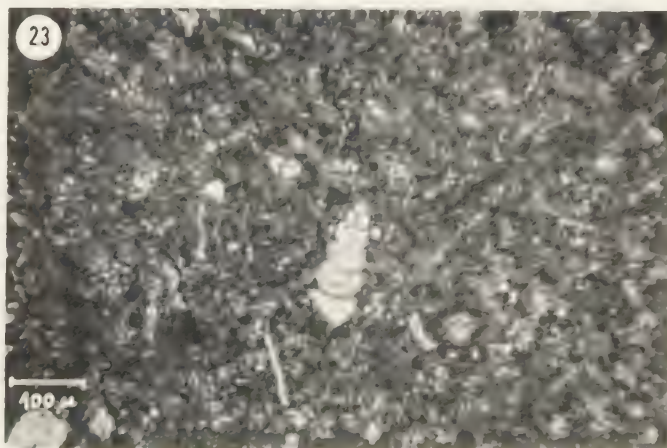
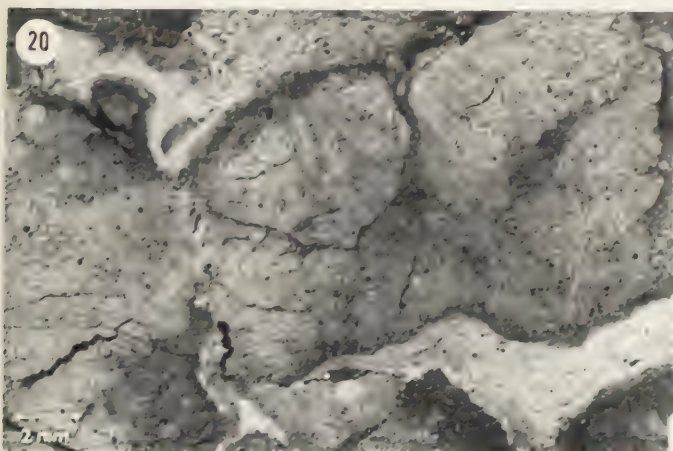
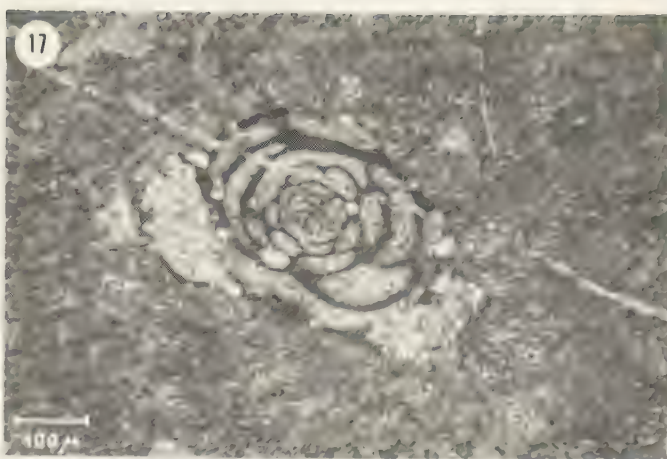
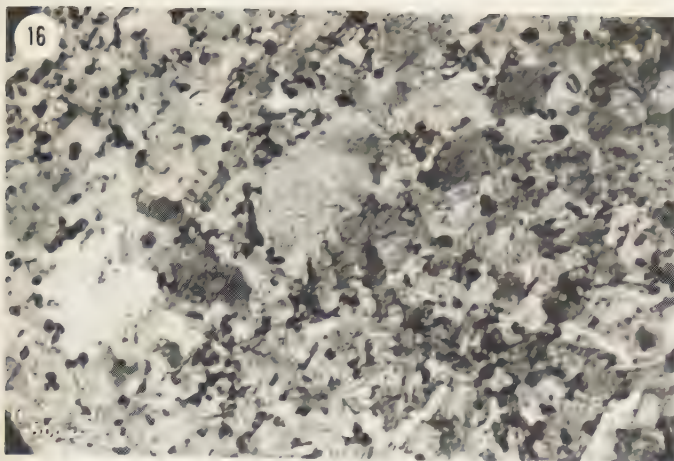
- 1 Ockergelbe, polymikte Trümmerrauhacke (Dr 1). Punt la Drossa-Schichten, Profil Relles, S.29 Folge 1. Die Quarzkomponenten sind weiss, die Dolomit- und Siltschieferkomponenten dunkelgrau. Rechts im Bilde ist ein grosses Siltschieferbruchstück zu sehen. Dünnschliffaufnahme.
- 2 Stark sandiger Dolomit, unterste Partie eines gradierten Kleinzyklus (Dr 2). Punt la Drossa-Schichten, Profil Sarojasattel, S.28 Folge 2.
detritischer Quarz = helle Einzelkörner; helle sparitische Aggregate = dolomitische Hohlraumfüllungen. Dünnschliffaufnahme.
- 3 Biokalkarenit mit Crinoidentrümmern und Schalenbruchstücken (Gu 5). Gutensteiner Schichten, Profil Sarojasattel, S.34 Folge 11. Dünnschliff-Direktvergrösserung.
- 4 Pseudo-oolithischer Gutensteiner Kalk (Gu 4). Profil Amatschonjoch, S.36 Folge 6.
Die von Limonit umkrusteten Pseudo-Ooide heben sich dunkel von der sparitischen Grundmasse ab. Dünnschliffaufnahme.
- 5 Grumitischer Gutensteiner Dolomit (Gu 4). Profil Amatschonjoch, S.37 Folge 15.
Glomospirella sp. Dünnschliffaufnahme.
- 6 Wurstkalk (Gu 2). Gutensteiner Schichten, Profil Bürs, S.38 Folge 3. Lackfilmpositiv.
- 7 Intraklastischer, polygrumitischer Gutensteiner Kalk (Gu 4). Profil Bürs, S.39 Folge 22.
Dünnschliffaufnahme.
- 8 Pilamina (Glomospira) sp. in polygrumitischem Gutensteiner Kalk (Gu 4). Profil Bürs, S.39 Folge 22.
Dünnschliffaufnahme.



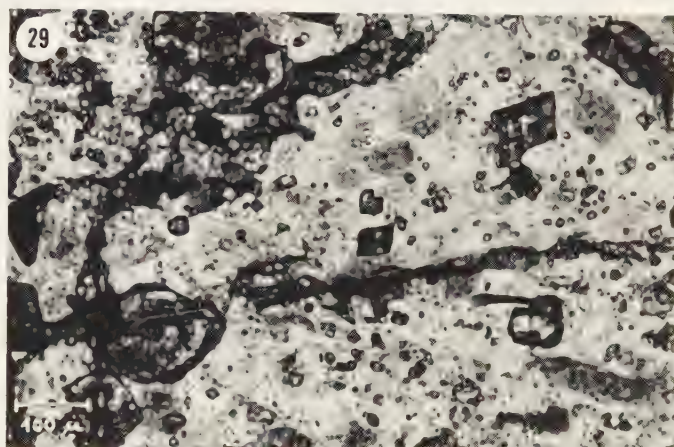
- 9 Oosparit (Gu 4). Gutensteiner Schichten, Masescha, vgl. S. 46. Dünnschliffaufnahme.
- 10 Dymikritischer Gutensteiner Kalk mit authigenen, z.T. idiotopen Quarzkörnern, die sich hell von der Grundmasse abheben. Sie treten meistens in sphärischen Anreicherungen auf. Profil Kristakopf, vgl. S. 48. Dünnschliffaufnahme.
- 11 Intraklastischer, stromatolithischer Gutensteiner Kalk (Gu 3 - Gu 4 D), vgl. S. 47. Dünnschliff-Direktvergrößerung.
- 12 Macroporella alpina PIA, Tangentialschnitt. Gutensteiner Schichten, Profil Vorder Valorsch, vgl. S. 46. Dünnschliffaufnahme.
- 13 Diplopora helvetica PIA, Tangentialschnitt. Gutensteiner Schichten, Profil Vorder Valorsch, vgl. S. 46. Dünnschliffaufnahme.
- 14 Physoporella praealpina PIA, schiefer Tangentialschnitt. Gutensteiner Schichten, Masescha, vgl. S. 45, a) 1. Dünnschliffaufnahme.
- 15 Physoporella praealpina PIA, Längstangentialschnitt. Gutensteiner Schichten, Masescha, vgl. S. 45, a) 2. Dünnschliffaufnahme.



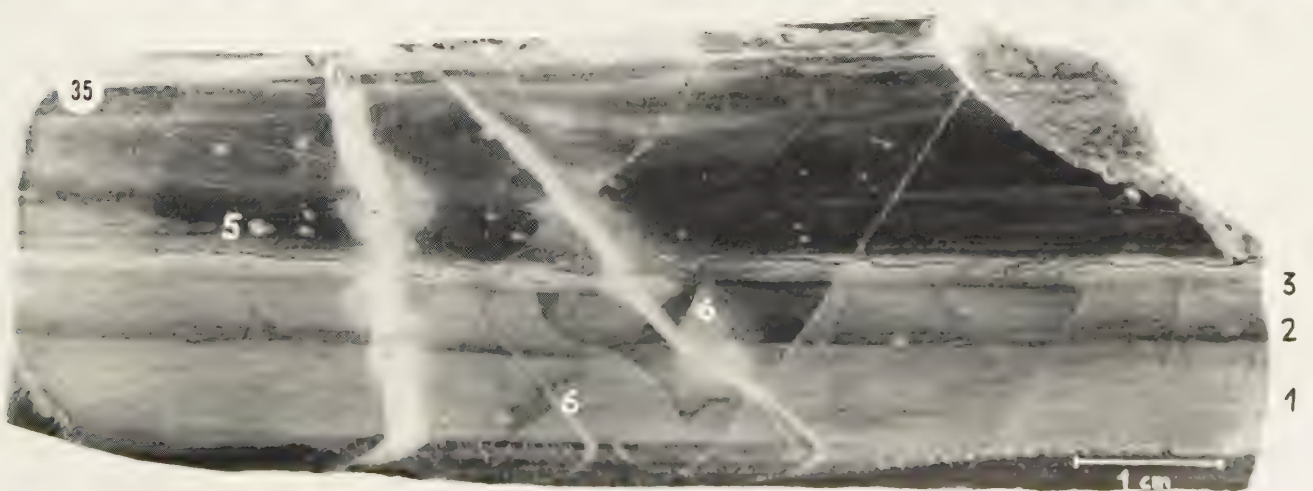
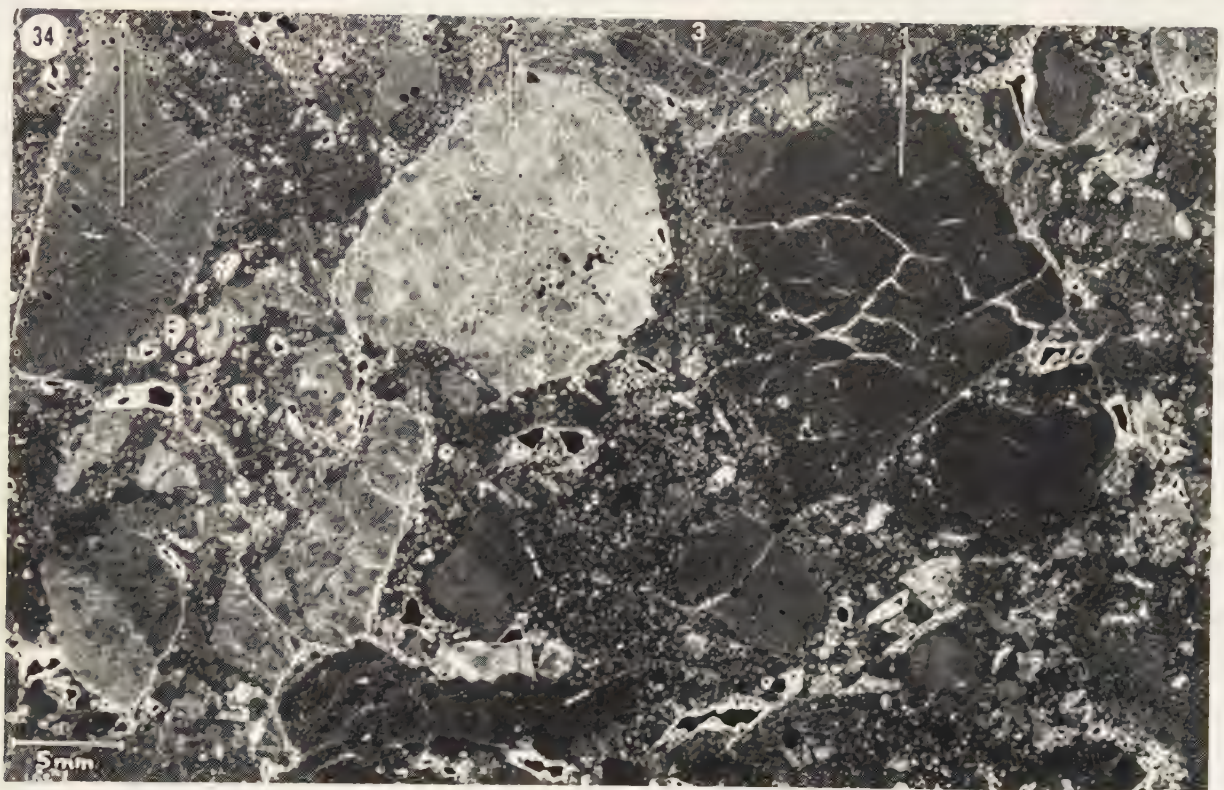
- 16 Encrinitenbank, Biosparit (Gu 5). Reiflinger Schichten, Schneiderstein. Dünnschliffaufnahme.
- 17 Agathammina sp. in leicht grunitischem Reiflinger Kalk (Re 2). Profil Rellstal, S. 58 Folge 16. Dünnschliffaufnahme.
Photo: L.KOEHN-ZANINETTI, Genf.
- 18 Knolliger, leicht grunitischer Biomikrit (Re 1 E). Reiflinger Schichten, Profil Rungelin, S. 56 Folge 2.
1: Filamente; 2: Schiefer Querschnitt eines Seeigelstachels; 3: Calcisphären; 4: Echinodermenspäte. Dünnschliffaufnahme.
- 19 Knolliger, dolomitischer Biomikrit (Re 1 E). Reiflinger Schichten, Schneiderstein.
1: Filamente; 2: Echinodermenspäte; 3: Ostracodenschälchen; 4: Dolomitkörner, die sich hell von der dunkeln, dichten Kalkgrundmasse abheben. Zunahme der Dolomitisierung von links nach rechts. Dünnschliffaufnahme.
- 20 Reiflinger Knollenkalk (Re 3). Relles, Koord. 785 700 / 220 150.
In den tonigen Schlieren, rechts unten und links oben, Anreicherung von biogenem Detritus und mikro- bis feinkristallinen Quarzkörnern, Serizitneubildung. Der abgebildete Knollenkalk lieferte etliche Conodonten (vgl. Tabelle 3, VII).
Dünnschliff-Direktvergrößerung. Man beachte die Hell-Dunkel-Umkehr; Tonschlieren im Handstück dunkel!
- 21 Wechsellagerung im Bereich von 10 - 20 cm zwischen dünngeschichteten Kalken und plattigen bis laminierten mergeligen Kalken. Profil Hubel, S. 54 Folge 15.
- 22 Schnitt durch einen Hornsteinknauer. Reiflinger Schichten, Ganzaleita (Kristberg) vgl. S. 65.
Tonig-limonitische Verunreinigungen sind schlierig verteilt; dunklere Bereiche im Quarzaggregat.
x: Dolomitrhomboeder. Die hellen Adern sind kieselig, die zentrale Partie der breiteren Ader links im Bild ist kalzitisch. Dünnschliffaufnahme.
- 23 Grunitischer Partnach-Kalk mit benthonischen Foraminiferen, Calcisphären und Schalentrümmern. Partnach-Formation, Rellstal, vgl. S. 73. Dünnschliffaufnahme.
Photo: L.KOEHN-ZANINETTI, Genf.



- 24 Steriler, feinkörniger, leicht krümeliger Kalk, Mikrofaziestypus A 1. Untere Arlberg-Schichten, Profil Gorvion, S. 76 Folge 3. Dünnschliffaufnahme.
- 25 Fraglicher Cyanophyceenrasen. Untere Arlberg-Schichten, Profil Rellstal, S. 77 Folge 4. Lackfilmpositiv.
- 26 Feingeschichteter, gradierter Kalkarenit. Mittlere Arlberg-Schichten, Profil Bergle, S. 86 Folge 4. A, B und C: gradierte Kleinzyklen. Dünnschliff-Direktvergrößerung.
- 27 Feinzyklisch geschichteter Arlberg-Kalk (A 2). Mittlere Arlberg-Schichten, Profil Fürkele. Der biogene Detritus (1: Schälchen von Muschelbrut; 2: Echinodermentrümmer; 3: Molluskenschalen-trümmer allg.) ist mehrheitlich in mm-dicken Horizonten mit einer dichten, lutitischen Kalkgrund-masse angereichert. Die arenitischen und intraklastischen Lagen enthalten kaum organogene Reste. Die Untergrenzen der lutitischen, fossilführenden Lagen weisen z. T. Einbuchtungen (Setzungsstruk-turen, Belastungsmarken) ins liegende arenitische Sediment auf (X). Die Hangendübergänge in den Arenit verlaufen plan und ungestört. Dünnschliff-Direktvergrößerung.
- 28 Feingeschichteter, gradierter Kalkarenit. Mittlere Arlberg-Schichten, Kristakopf, vgl. S. 90.
 1: Grobe, intraklastische Liegendpartie } zweier verschiedener Kleinzyklen.
 2: Feinarenitische Hangendpartie }
 Dünnschliff-Direktvergrößerung.
- 29 Schnitt durch eine schnurförmige Kieselkonkretion. Mittlere Arlberg-Schichten, Fürkele, vgl. Er-läuterungen auf S. 91.
 1: Dolomitspäte; 2: Kalzitkörner; 3: Von Limonit fleckig gefärbter mikrokristalliner Quarz.
 Dünnschliffaufnahme.
- 30 Pelmikrit (A 1). Mittlere Arlberg-Schichten, Kanzelkopf, vgl. Erläuterungen auf S. 92.
 Dünnschliffaufnahme.
- 31 Dichter Mergelkalk (schwarz) mit pseudomorph von Kalzit erfüllten Hohlräumen. Obere Arlberg-Schichten, Profil Rellstal, S. 99 Folge 3. Dünnschliffaufnahme.



- 32 Stromatolithischer Dolomit (A 4). Obere Arlberg-Schichten, Profil Alplegi - Relles, S. 98 Folge 28. Dunkle, homogene und unregelmässig begrenzte Areale = "Shrinkage Pres".
Dünnschliff-Direktvergrößerung. Man beachte die Hell-Dunkel-Umkehr; die "Shrinkage Pores" sind im Gestein hell!
- 33 Intraklastischer, onkolithischer und teilweise stromatolithischer Arlberg-Dolomit (A 4 - A 5). Obere Arlberg-Schichten, Profil Rellstal, S. 100 Folge 18. Vgl. Erläuterungen auf S. 105.
Dünnschliff-Direktvergrößerung.
- 34 Polymikte Brekzie. Obere Arlberg-Schichten, Profil Bergle, S. 94 Folge 16. Beschreibung der mit 1 - 4 bezeichneten Komponenten siehe daselbst. Lackfilmpositiv.
- 35 Gradiertes und teilweise kreuzgeschichtetes Kalkarenit bis Kalklutit. Gutensteiner Schichten, Profil Bürs, S. 37 Folge 1. Detailbeschreibung siehe daselbst.
1: Lutitlage; 2: Arenitlage; 3: Feinarenitlage mit undeutlicher Kreuzschichtung in der rechten Bildhälfte; 4: Kreuzgeschichtetes, gegen oben feiner werdendes Arenit mit lutitischen Linsen; 5: Von Dolomitspat erfüllte Hohlräume; 6: Kluftartige Taschen, gefüllt mit arenitischem Material aus dem Hangenden. Anschliffaufnahme.
Photo: M. ZUBER, Geol. Inst. E. T. H.



- 36 Flammendolomit (Gu 1). Gutensteiner Schichten, Profil Bürs, S.38 Folge 11.
1: Weissspatbildungen; 2: grauer, grobkörniger Dolomit; 3: in bezug auf die Weissspatbildungen praeexistenter Stylolith; 4: Tonmembranen. Anschliffaufnahme.
Photo: M. ZUBER.
- 37 Grenzverhältnisse zwischen einer Silexlage im Liegenden eines Pietra Verde-Tuffes und dem unterlagernden Reiflinger Kalk. Reiflinger Schichten, Profil Kulm, S.53 Folge 15.
1: Dunkle Kiesellage aus praktisch karbonatfreiem, mikrokristallinem Quarz; 2: stark kieseliger, feinkörniger Kalk mit einzelnen authigenen Serizitschüppchen; 3: im allgemeinen wenig kieselige Kalkknollen, die teilweise randlich (a.) oder nahe dem Zentrum (b.) stärker bis vollständig verkieselt sein können; 4: nicht verkieselter Reiflinger Kalk. Anschliffaufnahme.
Photo: M. ZUBER.



- 38 Daonella cf. indica BITTNER, Daonellen-Schichten. Ganzaleita (Kristberg) vgl. S. 68.
Ansichtsaufnahme. Photo: M. ZUBER.
- 39 Lumachelle aus den Partnach-Kalken der Augstenberg-Schuppe. Partnach-Formation, vgl. S. 71.
Ansichtsaufnahme. Photo: M. ZUBER.

38

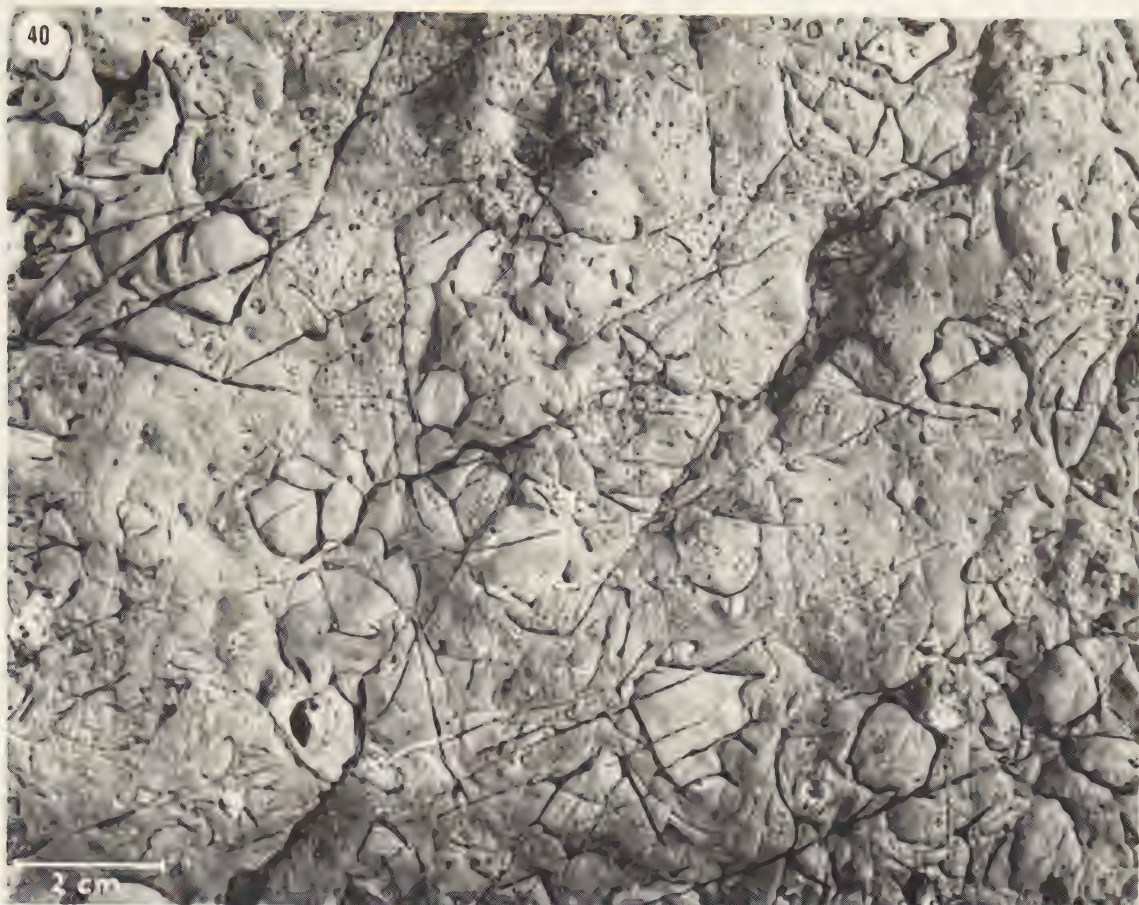
1 cm

39

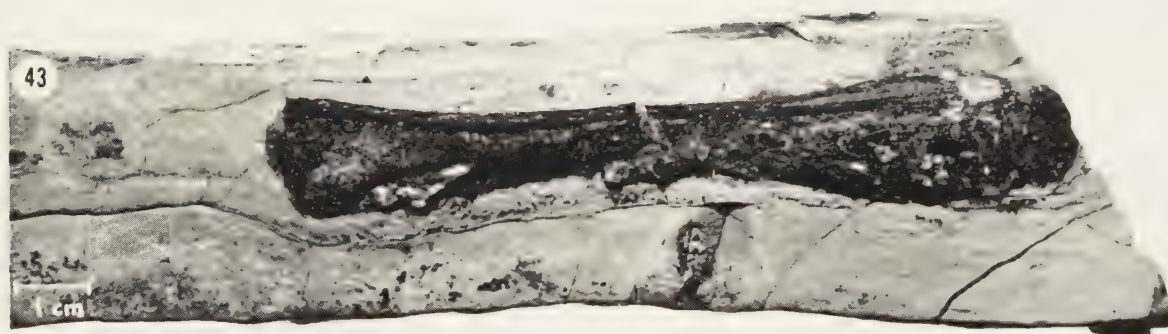
1 cm



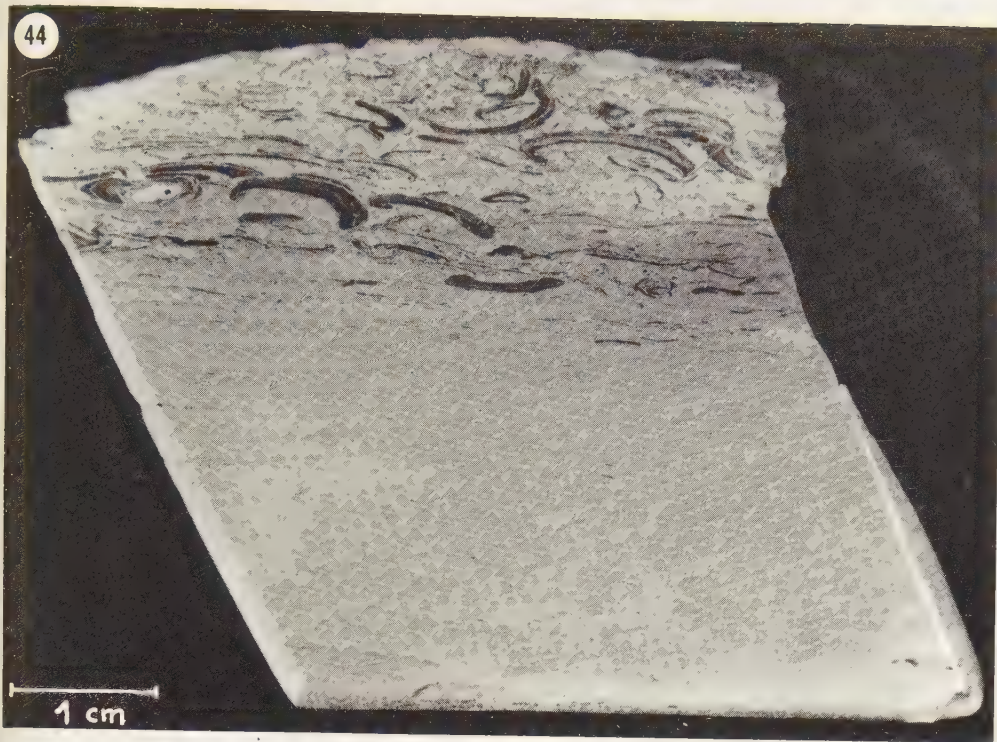
- 40 Reiflinger Kalk aus dem Niveau der Encrinitenbank (Gu5) mit zahlreichen deformierten Tetractinellen-Abdrücken. Reiflinger Schichten, Vermales, Koord. 765 600 / 215 900, vgl. S. 62. Ansichtsaufnahme. Photo: M. ZUBER.
- 41 Lumachelle in Arlberg-Kalken s.s. (A 2). Mittlere Arlberg-Schichten, Profil Kanzelköpfe, vgl. S. 90. Ansichtsaufnahme. Photo: M. ZUBER.



- 42 Wurstelförmige Lebensspuren (Kriech- und Weidespuren) in Arlberg-Kalken s. s. (A 1). Mittlere Arlberg-Schichten, Kanzelköpfe, vgl. S. 92. Ansichtsaufnahme.
Photo: M. ZUBER.
- 43 Femur eines Nothosauriden. Mittlere Arlberg-Schichten, Tidirufe, vgl. S. 92.
Die Einsenkung des Knochens in das noch unkonsolidierte Sediment ist in der unteren, linken Bildhälfte deutlich zu sehen. Ansichtsaufnahme.
Photo: J. AICHINGER, Paläont. Inst. der Universität Zürich.



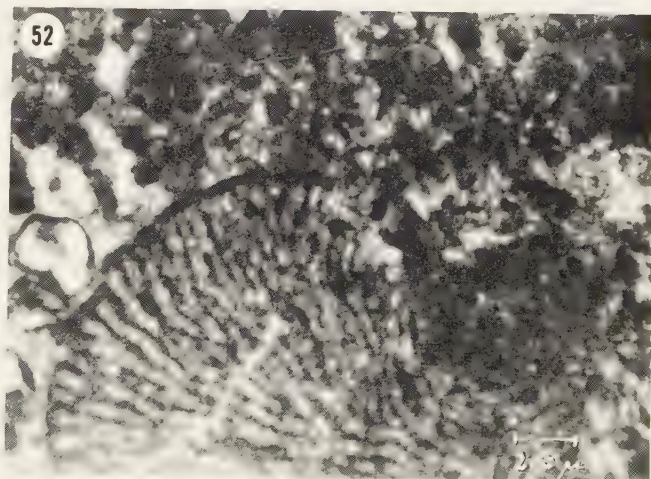
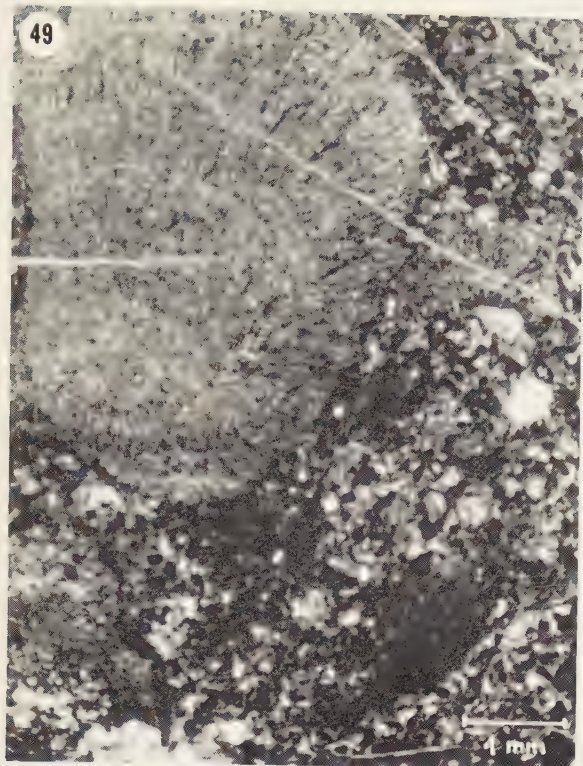
- 44 Mergeliger, dichter Kalk mit Lumachellenlage. Obere Arlberg-Schichten, Profil Alplegi - Relles, S. 97. Die Muschelschalen weisen mehrheitlich mit der konvexen Seite nach oben. Anschliffaufnahme. Photo: M. ZUBER.
- 45 Gradiertes und im oberen Teil der Abbildung schwach kreuzgeschichteter Kalkarenit mit lageweiser Anreicherung von hell anwitternden, lutitischen, mergeligen Linsen. Obere Arlberg-Schichten, Profil Lünérkrinne, S. 100 Folge 2. Ansichtsaufnahme. Photo: M. ZUBER.
- 46 Biokalkarenit (Biopel-intra-Arenit bis -Rudit) des Riffsaumes. Riffazies der Arlberg-Formation, Tidirüfe, vgl. S. 109.
1: arenitische bis ruditische Kalkbruchstücke; 2: Onkoide und einschalige Ooide; 3: Echinodermen-trümmer; 4: sparitische Grundmasse; 5: feinkörnige, partiell dolomitisierte Kalkgrundmasse. Dolomit in Form von einander nicht berührenden Einzelkörnern; 6: kalzitische Adern. Dünnschliff-Direktvergrößerung. Man beachte die Hell-Dunkel-Umkehr! Die kalzitischen Adern sind in Wirklichkeit hell, ebenso die sparitische Grundmasse.



- 47 Riffdolomit des zentralen Riffbereiches. Riffazies der Arlberg-Formation, Tidrüfe, vgl. S.109.
1: Durchschnitte durch fragliche rekristallisierte Korallen; 2: körnige, dolomitische Grundmasse;
3: Hohlraumfüllungen aus spätigem Dolomit, oft in der Struktur von Grossoolithen.
Anschliffaufnahme. Photo: M. ZUBER.
- 48 Detail eines Grossoolithen. Riffazies der Arlberg-Formation, Fercheneck, vgl. S.109.
1: Aussenzone der Sekretion aus dünnschichtigen, stark pigmentierten, feinen Dolomitprismenlagen;
2: Mittelzone aus bis 3 mm breiten, schwach pigmentierten, groben Dolomitprismenlagen;
3: Zentralzone aus einem groben, unregelmässig verzahnten Dolomitspataggregat.
Anschliffaufnahme. Photo: M. ZUBER.



- 49 Solenopora sp. (nov. sp. nach E.GASCHE). Solenoporenbank, Obere Arlberg-Schichten, Profil Rellstal, S.99 Folge 5, vgl. auch S.106. Dünnschliffaufnahme.
Photo: Dr. E.GASCHE, Naturhist. Museum, Basel.
- 50 Solenopora sp. Solenoporenbank, Obere Arlberg-Schichten, Ausschnitt der oberen, rechten Hälfte von Photo 49. Dünnschliffaufnahme.
Photo: E.GASCHE.
- 51 Codiaceen-Knollen mit unregelmässigen Verzweigungen der einzelnen Thalli direkt über der linken Hälfte der rekristallisierten Molluskenschale, die das Substrat des Knollens darstellt. Solenoporenbank, Obere Arlberg-Schichten, Profil Rellstal, S.99 Folge 5, vgl. auch S.106.
Dünnschliffaufnahme. Photo: E.GASCHE.
- 52 Codiaceen-Knollen mit spitzwinkligen Verzweigungen der Thalli, die sich zu einander parallel laufenden Aesten entwickeln; linke, obere Hälfte des Knollens. Solenoporenbank, Obere Arlberg-Schichten, Profil Rellstal, S.99 Folge 5, vgl. auch S.106. Dünnschliffaufnahme.
Photo: E.GASCHE.



LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEMANN, F. (1957): Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil). - Diss.Univ. Bern, Selbstverl.Histor.Verein für das Fürstentum Liechtenstein, Vaduz.
- AMPFERER, O. (1907): Zur neuesten geologischen Erforschung des Rätikongebirges. - Verh.k.k. geolog.Reichsanstalt, Nr.7, Wien.
- (1930 a): Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. - Jb.Geol.Bundesanstalt, 80.Bd., H 1 u.2, Wien.
 - (1930 b): Ueber den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. - Jb.Geol.Bundesanstalt, 80.Bd., H. 3 u.4, Wien.
 - (1932): Zur Grosstektonik von Vorarlberg. Mit Beiträgen von O.REITHOFER. - Jb.Geol.Bundesanstalt, 82.Bd., Wien.
 - (1933): Beiträge zur Geologie des Rätikons. - Jb.Geol.Bundesanstalt, 83.Bd., Wien.
 - (1933-38): Aufnahmsberichte über Blatt Bludenz, 5143. - Verh.Geol.Bundesanstalt, Wien.
 - (1934): Geologische Bauformen und Baufragen des Rätikon-Gebirges. - Jb.Geol.Bundesanstalt, 84.Bd., Wien.
 - (1936): Ueber die Auffindung von Aroserzone im Klostertale. - Sitzungsber.Akad. der Wiss., Bd.145, H. 1 u. 2, Wien.
 - (1937): Geologische Bewegungsbilder vom Westende des Rätikons. - Jb.Geol.Bundesanstalt, 87.Bd., Wien.
 - (1942): Probleme der Aroserzone im Rätikongebirge. - Mitt.alpenländ.geol.Verein (Mitt.Geol.Ges. in Wien), 33.Bd., Wien.
- ARNI, P. (1926): Geologische Forschungen im mittleren Rhätikon. - Diss.Univ.Zürich.
- ARTHABER, G. von (1895): Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke. - Beitr. zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns, Bd.10, Wien.
- (1898): Zur Ordnung der Trias Nomenklatur. - Wien (A.von Böhm).
- BAILEY, E.H. und STEVENS, R.E. (1960): Selective Staining of K-Feldspar and Plagioklas on Rock Stabs and Thin Sections. - American Mineralogist, vol.45.
- BEMMELEN, R.W. van (1961): Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Zweiter Teil). - Jb.Geol. Bundesanstalt, 104.Bd., H.1, Wien.
- BEMMELEN, R.W. van und MEULENKAMP, J.E. (1965): Die Lienzer Dolomiten. - Jb.Geol.Bundesanstalt, 108.Bd., Wien.
- BENECKE, E.W. (1895): Bemerkungen über die Gliederung der oberen alpinen Trias und über alpinen und ausseralpinen Muschelkalk. - Ber.Natf.Ges. Freiburg i.Br.
- BITTNER, A. (1890/92): Brachiopoden der alpinen Trias. - Abh. k.k. geolog.Reichsanstalt, 14. u.17. Bd., Wien.
- (1895): Lamellibranchiaten der alpinen Trias. 1.Revision der Lamellibranchiaten von St.Cassian. - Abh. k.k. geolog.Reichsanstalt, 18.Bd., H.1, Wien.
 - (1899): Nomenklatur und Gliederung der alpinen Trias. - Jb. k.k. geolog.Reichsanstalt, 49.Bd., Wien.
- BLASER, R. (1952): Geologie des Fürstentums Liechtenstein. - Diss.Univ.Bern. Selbstverl.Histor. Verein für das Fürstentum Liechtenstein, Vaduz.
- BLUMENTHAL, M.M. (1936): Der Sedimentzug der Tschaggunser Mittagspitze und die Gliederung des oberostalpinen Deckenkerns im Vorarlberger Rätikon. - Natf.Ges. Kt.Graubünden, 74.
- BOESCH, H. (1937): Geologie der zentralen Engadiner Dolomiten. - Diss.Zürich.
- BÖSE, E. (1896): Zur Kenntnis der Schichtfolge im Engadin. - Z.Dtsch.Geol.Ges., 48.Bd., Berlin.
- (1898): Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. - Z.Dtsch.Geol.Ges., 50.Bd., Berlin.
- BOTTERON, G. (1961): Etude géologique de la région du Mont d'Or (Préalpes romandes). - Eclogae geol.Helv., vol.54/1, Basel.
- BRAUCHLI, R. (1921): Geologie der Lenzerhorngruppe. - Beitr.geol.Karte der Schweiz, N.F.49/2, Bern.
- BRÜCKNER, W. (1941): Ueber die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. - Eclogae geol.Helv., vol.34/1, Basel.
- BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES (1963): Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. - Paris (Ed.Technip).
- BURST, J.F. (1965): Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. - J.sed.Petrology, vol.35, Tulsa.
- CADISCH, J. (1919): Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). - Beitr.geol.Karte der Schweiz, N.F. 49/1, Bern.
- (1953): Geologie der Schweizer Alpen. - Basel (Wepf & Co.).
- CALLEGARI, E. (1964 a): Caratteri ottici di alta temperatura nei feldispati della "Pietra verde" degli

- strati di Livinallongo (Regione dolomitica). - Estr. dalle Mem. della Accademia Patavina di SS. LL. AA., Classe di Scienze Matem. e Natur., vol. 76, Padova.
- CALLEGARI, E. (1964b): Sulla presenza di analcime nella "Pietra verde" degli strati di Livinallongo della Località tipo (Alta Valle del Cordevole - Dolomiti). - Estr. dai Rendiconti della Soc. Min. Italiana, anno 20, Pavia.
- (1964c): Rapporti fra distribuzione di analcime e fenomeni di albitizzazione nella "Pietra verde" degli strati di Livinallongo della Regione Dolomitica. - Estr. dai Studi Trentini di Scienze Nat., anno 61, N. I., Trento.
 - (1964d): Il chimismo della "Pietra verde" degli strati di Livinallongo (Dolomiti). Contributo allo studio petrogenetico della "Pietra verde" Ladinica. - Stud. Trentini di Scienze Nat., anno 41, N. I., Trento.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. - Verh. Geol. Bundesanstalt, 116. Bd., Wien.
- CLARK, D. L. (1959): Conodonts from the Triassic of Nevada and Utah. - J. of Paleontology, January, Iowa City.
- C.N.R.S. (1962): Lexique Stratigraphique International. Vol. 1, Europe, Fasc. 8, Autriche. - Congrès géol. internat. Com. de Stratigraphie, Copenhagen, 1960.
- CORNELIUS, H. P. (1933): Ein albitisches Eruptivgestein in der Untertrias bei Neuberg im Mürztal (Steiermark). - Verh. Geol. Bundesanstalt, Nr. 7/8, Wien.
- (1937): Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiet der Rax. - Jb. Geol. Bundesanstalt, 87. Bd., Wien.
 - (1951): Die Geologie des Schneeberggebietes (Erläuterungen zur geologischen Karte des Schneeberges, 1:25 000). - Jb. Geol. Bundesanstalt, Sonderbd. 2, Wien.
 - (1952): Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag). - Jb. Geol. Bundesanstalt, Sonderbd. 4, Wien.
- CORNELIUS, H. P. und FURLANI, M. (1926): Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet. - Centralbl. für Min. etc., Stuttgart.
- DIEBEL, K. (1956): Trias Conodonten. - Geologie, Nr. 5, Berlin.
- DIETRICH, R. V., HOBBS, C. R. B. and LOWRY, W. D. (1963): Dolomitization interrupted by silification. - J. sed. Petrology, September 1963, Tulsa.
- DINKELMAN, M. (1967): Geologie des Wasenspitze im Brandnertal. - Unveröffentl. Diplomarbeit Geol. Inst. E. T. H., Zürich.
- EICHER, D. B. (1946): Conodonts from the Triassic of Sinai (Egypt). - Bull. A. A. P. G., vol. 30, Tulsa.
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du pays de Vanoise. - Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Paris (Impr. nationale).
- ENZENBERG, Mechthild (1967): Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudenten, Nr. 17, Wien.
- ERHART, H. (1956): La genèse des sols en tant que phénomène géologique. - Biostasie et Rhexistasie. Evolution des Sciences, no. 8.
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1853): Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. - Neue Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., Bd. 13.
- EUGSTER, H. (1923): Geologie der Ducangruppe. - "Geologie von Mittelbünden", Kommission der Schweiz. Natf. Ges., N. F. 49. Lieferung, Bern.
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. - Symposium on Cyclic Sedimentation, State geol. Survey of Kansas, 169/1, Lawrence.
- FLÜGEL, E. (1963 a): Zur Mikrofazies der alpinen Trias. - Jb. Geol. Bundesanstalt, 106. Bd., Wien.
- (1963 b): Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gusswerk, Steiermark, Oesterreich). - Mitt. des Mus. für Bergbau, Geol. und Technik am Landesmus. "Johanneum", Graz.
- FLÜGEL, E. und KIRCHMAYER, M. (1963): Typuslokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes der kalkalpinen Trias. - Mitt. Naturwiss. Verein für Steiermark, Bd. 93, Graz.
- FOLK, R. L. (1959): Practical Petrographic Classifications of Limestones. - Bull. A. A. P. G., vol. 43, No. 1, Tulsa.
- FRANK, M. (1935): Zur Fazies und Bildung der Trias in den nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Salzach. - Mitt. aus dem Min.-Geol. Inst. T. H. Stuttgart.
- (1936): Der Faziescharakter der Schichtgrenzen der süddeutschen und kalkalpinen Trias. - Mitt. aus dem Min.-Geol. Inst. T. H. Stuttgart.
- FRIEDMAN, G. M. (1965): Terminology of Crystallization Textures and Fabrics in Sedimentary Rocks. - J. sed. Petrology, vol. 35, Nr. 3, Tulsa.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Karbonatgesteine. - Erdöl und Kohle, 12. Jahrg., Nr. 8, Aug.

- GABY, R. und GALLI, Joséphine (1964): Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise. - C.R.Acad.Sc., Paris. t.259 (15 juillet 1964), groupe 9.
- GENGE, E. jun. (1958): Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland). - Eclogae geol.Helv., vol.51/1, Basel.
- GUBLER, J. (1927): Etudes géologiques dans le Vorarlberg central. - Vincennes (Impr.Paturel).
- GÜMBEL, C.W. von (1858): Erläuterungen zur geognostischen Karte von Bayern.
- (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges.
 - (1894): Geologie von Bayern. - 2.Bd., Cassel.
- HAGN, H. (1955): Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayrischen Alpen. - Leiden (E.J.Brill).
- HAMMER, W. (1919): Die Phyllitzzone von Landeck (Tirol). - Jb. k.k. geolog.Reichsanstalt, 58.Bd., H. 1+2, Wien.
- HAUG, E. (1911): Traité de Géologie. - Période triasique. Tome 1, fasc.1, Paris.
- HAUSER, L. (1942): Ein Diabasvorkommen im Gutensteinerkalk bei Mariazell. - Centralbl.für Min. etc., Abt.A, Stuttgart.
- HEDBERG, H.D. (1958): Stratigraphic classification and terminology. - Bull.A.A.P.G., 42/8 Tulsa.
- HEIERLI, H. (1955): Geologische Untersuchungen in der Albulazone. - Diss.Univ.Zürich.
- HEIM, Arn. (1916): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. - Beitr.geol.Karte der Schweiz, N.F.20/3, Bern.
- (1925): Ueber submarine Denudation und chemische Sedimentation. - Geol.Rdsch., Bd.15, Berlin.
- HERAK, M. (1957): Some problems in the dasyclad genus *Diplopore*. - Micropaleontology, No.3.
- HESS, W. (1953): Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraële. - Eclogae geol.Helv., vol.46/1, Basel.
- (1962): Ueber den Jaggl und seine Deutung. - Eclogae geol.Helv., vol.55/2, Basel.
- HIRSCH, F. (1966): Etude stratigraphique du Trias moyen de la région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). - Diss.Univ.Zürich.
- HIRSCHMANN, C. (1959): Ueber Conodonten aus dem oberen Muschelkalk des Thüringer Beckens. - Freiburger Forschungshefte, C 76.
- HOFMANN, F. (1956 a): Sedimentpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen an Bentoniten der Schweiz und Südwestdeutschlands. - Eclogae geol.Helv., vol.49/1, Basel.
- (1956 b): Zur Frage der Entstehung des glimmerartigen Tons in der Trias des Monte Caslano, Kt. Tessin. - S.M.P.M., Bd.36, H. 2, Zürich.
- HOLLMANN, R. (1964): Subsolutions-Fragmente. - Neues Jb.Geol.Paläont.Abh., Bd.119/1, Stuttgart.
- HORN, M. (1914): Ueber die ladinischen Knollenkalke der Südalpen. - Jb. der schlesischen Ges. für vaterländ.Cultur, Breslau.
- HOUTEN, F.B. van (1964): Cyclic Lacustrine Sedimentation, Upper Triassic, Lockatong Formation, Central New Jersey and Adjacent Pennsylvania. - Symposium on Cyclic Sedimentation, State geol. Survey of Kansas, 169/2, Lawrence.
- HUCKRIEDE, R. (1959 a): Trias, Jura und tiefere Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). Verh.Geol.Bundesanstalt, 40. Bd., H. 1, Wien.
- (1959 b): Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand (Lechtaler Alpen, Tirol). - Z.Dtsch.Geol.Ges., 111. Bd., Hannover.
- HÜGI, Th. (1945): Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden. - S.M.P.M., Bd.25, H. 1, Zürich.
- HUMMEL, K. (1928 a): Das Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten. - Geol.Rdsch., Bd.19, Berlin.
- (1928 b): Ueber die Dolomitisierung der mitteltriadischen Kalke in Südtirol. - Z.Dtsch.Geol.Ges., 80. Bd., Berlin.
 - (1932 a): Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpinen Mitteltrias. - Neues Jb. für Min. etc., Beilage-Bd.68, Stuttgart.
 - (1932 b): Oberflächennahe Intrusionen und Trümmerlaven der südalpinen Mitteltrias. - Fortschr. der Geol. usw., 11, Berlin.
- ILLING, L.V. (1954): Bahamian Calcareous Sands. - Bull.A.A.P.G., vol.38, No.1, Tulsa.
- INHELDER, H. (1952): Zur Geologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten zwischen S-charl, Ofenpasshöhe, Sta.Maria und Müstair (Graubünden). - Diss.Univ.Zürich.
- JAKOBSSHAGEN, V. (1967): Cephalopoden-Stratigraphie der Hallstätter Kalke am Asklepieion von Epidaurus (Argolis, Griechenland). - Geologica et Palaeontologica, 1, Marburg.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). - Geologica Bavarica, 56, München.
- JOHNSON, H.J. (1951): An Introduction to the Study of organic Limestones. - Quarterly of the Colorado School of Mines, vol.46, No.2.

- JOHNSON, H.J. (1965): Limestone Building Algae and Algal Limestones. - Boulder, Colorado (Johnson Publ. Co.).
- KAPPELER, U. (1938): Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. - Diss. Zürich.
- KARAGOUNIS, K. (1962): Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Spöltal und Val del Gallo im Schweizerischen Nationalpark. - *Ergebn. wiss. Unters. im Nat. park*, Bd. 7 (N. F.), Liestal.
- KATZ, H. (1948): Geologische Untersuchungen am Piz Lad bei Sta. Maria im Münstertal. - Unveröffentl. Diplomarbeit, Geol. Inst. E. T. H. Zürich.
- KELLERHALS, P. (1966): Geologie der nordöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen Piz San Jon, S-charl und Piz Sesvenna. - *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, N. F. 126, Bern.
- KITTL, E. (1892): Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. - *Ann. k. k. Naturhistor. Hofmus.*, Wien.
- (1912): Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monitidae. - *Resultate der wiss. Erforschung des Balatonsees. Anhang des 1. Bd., Teil 1, Bd. 2*, Budapest.
- KLEBELSBERG, R. von (1935): Geologie von Tirol. - Berlin (Borntraeger).
- KLEMENZ, W. (1967): Geologie der Val Mingèr. - Unveröffentl. Diplomarbeit, Geol. Inst. E. T. H. Zürich.
- KOBEL, M. (1964): Geologie des Rellstales. - Unveröffentl. Diplomarbeit, Geol. Inst. E. T. H. Zürich.
- KRASSER, L. (1951): Erläuterungen zur kleinen geologischen Uebersichtskarte von Vorarlberg. - Bregenz.
- KRAUS, E. (1949): Die Entstehung der Inntaldecke. - *Jb. für Min. etc.*, Bd. 90, H. 1, Stuttgart.
- KÜBLER, H. und MÜLLER, W.E. (1962): Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal. - *Jb. Geol. Bundesanstalt*, 105. Bd., Wien.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1963): I Sauri del Monte San Giorgio. - *Archivio storico ticinese*, no. 16, Bellinzona.
- KUHN-SCHNYDER, E. und VONDERSCHMITT, L. (1954): Geologische und Paläontologische Probleme des Südtessins. - *Eclogae geol. Helv.*, vol. 46/2, Basel.
- LEONARDI, P. (1963): Les récifs coralliens triasiques des dolomites. - *Livre à la mém. de Paul Fallot*, tom 2, Paris (Soc. géol. de France).
- LEUCHS, K. (1928): Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente. - *Neues Jb. für Min. etc.*, Bei-lage-Bd. 59, Abt. B, Stuttgart.
- (1933): Ueber Brekzien. - *Geol. Rdsch.*, Bd. 24, Berlin.
- (1947): Anisisch-Ladinische Grenze und Ladinische Hallstätterkalke in den Nordalpen. - *Sitzungs-ber. Akad. Wiss. Math.-nat. Kl.*, Abt. 1 a, 156, Wien.
- LEUTENEGGER, W.O. (1928): Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. - Diss. Univ. Zürich.
- MIGNON, K. (1962): Ergebnisse der geologischen Stollenaufnahme für das Lünenseewerk, Vorarlberg. Abschnitt Salonien-Latschau. - *Jb. Geol. Bundesanstalt*, 105. Bd., Wien.
- (n. d.): Geologische Stollenaufnahme für das Lünenseewerk. Abschnitt Lünensee-Salonien. - Unver-öffentl. Ber. Vorarlberger Illwerke Aktiengesellschaft.
- MILLER, H. (1962): Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. - *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 113. Bd., 2. u. 3. Teil, Jahrgang 1961, Hannover.
- (1965): Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. - *Verh. Geol. Bundesanstalt*, 46. Bd., H. 1 u. 2, Wien.
- MILLOT, G. (1950): Comparaison des indications de la pédologie et de la géologie au sujet de la genèse des minéraux argileux. - *Transactions Intern. Congr. Soil Science*, vol. 3, Amsterdam.
- (1952): The principal sedimentary facies and their characteristic clays. - *Clay Minerals Bull.*, June.
- (1964): Géologie des argiles: altérations, sédimentologie, géochimie. - Paris (Masson).
- MIRAUTA, E. (1963): Asupra Prezentei unor conodonte in Triasicul de la Hagighiol (Dobrogea). - *Acad. Republicii Populare Romine, Sectia de Geologie si Geografie. Studii si cercetari de Geologie*, 4, VIII.
- MOJSISOVICS, E. von (1869): Die oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. - *Jb. k. k. geolog. Reichs-anstalt*, 19. Bd., Wien.
- (1873): Beiträge zur topischen Geologie der Alpen: der Rhätikon. - *Jb. k. k. geolog. Reichsanstalt*, 23. Bd., Wien.
- MÜLLER, G. (1964): Sediment-Petrologie, Teil 1. Methoden der Sedimentuntersuchung. - Stuttgart (E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung).
- MÜLLER, K.W. (1956): Triassic Conodonts from Nevada. - *J. of Paleontology*, vol. 30, No. 4, Iowa City.
- (1962): Zur systematischen Einteilung der Conodontophorida. - *Paläont. Z.*, Bd. 36, Nr. 1/2, Stuttgart.
- MÜLLER, W. (1964): Conodonten aus der mittleren Trias der Tessiner Kalkalpen. - *Eclogae geol. Helv.*, vol. 57/2, Basel.

- MÜLLER, W., SCHMID, R. und VOGT, P. (1964): Vulkanogene Lagen aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Mte. San Giorgio in den Tessiner Kalkalpen. - *Eclogae geol. Helv.*, vol. 57/2 Basel.
- NEHER, J. und ROHRER, E. (1958): Dolomitbildung unter Mitwirkung von Bakterien. - *Eclogae geol. Helv.*, vol. 51/2, Basel.
- OBERHAUSER, R. (1965): Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen. - *Verh. Geol. Bundesanstalt*, 116. Bd., 2. Teil, Wien.
- OBERHAUSER, R., TOLLMANN-KRISTAN, Edith, KOLLMANN, K. und KLAUS, W. (1960): Beiträge zur Mikropaläontologie der alpinen Trias. - *Jb. Geol. Bundesanstalt, Sonderbd. 5*, Wien.
- OGILVIE-GORDON, Maria M. (1927): Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten, I. - III. Teil. - *Abh. Geol. Bundesanstalt*, Bd. 24, H. 2, Wien.
- OTT, E. (1963): Untersuchungen an ladinischen Dasycladaceen aus den Nördlichen Kalkalpen. - *Diss. Univ. Tübingen*.
- PIA, J. von (1920): Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. - *Abh. Zool. Bot. Ges.*, Bd. 11, H. 2, Wien.
- (1925): Die Gliederung der alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen. - *Auszug Akad. Wiss.*, Wien.
- (1935): Ueber die Benennung der Triasstufen. - *Centralbl. für Min. etc.*, Abt. B, Stuttgart.
- PILGER, A. und SCHÖNENBERG, R. (1958): Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen. - *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 110. Bd., 1. Teil, Hannover.
- PIRKL, H. (1961): Geologie des Triasstreifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). - *Jb. Geol. Bundesanstalt*, 104. Bd., H. 1, Wien.
- POZZI, R. (1959): Studio stratigrafico del Mesozoico dell'Alta Valtellina (Livigno - Passo dello Stelvio). - *Riv. italiana di Paleont. e Stratigr.*, Milano.
- (1965): Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al gruppo dell'Ortles. - *Eclogae geol. Helv.*, vol. 58/1, Basel.
- REITHOFER, O. (1937): Ueber das Kristallin zwischen dem Rells- und Gampadelstal im Rätikon. - *Jb. Geol. Bundesanstalt*, 87. Bd., H. 1 u. 2, Wien.
- (1958): Ueber die Störungen in der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer im Montafon. - *Verh. Geol. Bundesanstalt*, 109. Bd., H. 1, Wien.
- (1959): Auftragsberichte: Blätter Feldkirch (141) und Schruns (142). - *Verh. Geol. Bundesanstalt*, 110. Bd., Wien.
- (1965): Zur Geologie des Krestakopfes (Montafon). - *Verh. Geol. Bundesanstalt*, 116. Bd., H. 2, Wien.
- REITHOFER, O. et al. (1964): Exkursion III/1: Rätikon. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57. Bd., H. 1, Wien.
- RIEBER, H. (1965): Zur Wirbellosen-Fauna der Grenzbitumenzone der mittleren Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). - *Eclogae geol. Helv.*, vol. 58/2, Basel.
- (1967): Ueber die Grenze Anis - Ladin in den Südalpen. - *Eclogae geol. Helv.*, vol. 60/2, Basel.
- RICHTER, D. (1957): Gesteine und Vorkommen der Aroser-Zone zwischen Arosa und Hindelang im Allgäu. - *Geol. Rdsch.*, Bd. 46, Berlin.
- RICHTER, M. (1923): Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. - *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 75. Bd., Nr. 11/12, Berlin.
- (1928): Ein neues Vorkommen von Diabasen im Karwendel. - *Verh. Geol. Bundesanstalt*, 51. Bd., H. 4, Wien.
- (1930 a): Der ostalpine Deckenbogen. - *Jb. Geol. Bundesanstalt*, 80. Bd., Wien.
- (1930 b): Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. - *Jb. für Min. etc.*, Bd. 63.
- (1939): Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leizach in Oberbayern. - *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 91. Bd., H. 9, Berlin.
- (1956): Ueber den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpass und Ill. - *Geotekton. Symposium zu Ehren von H. Stille*, Stuttgart.
- (1958): Ueber den Bau der nördlichen Kalkalpen im Rätikon. - *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 110. Bd., 2. Teil, Hannover.
- RICHTHOFEN, F. von (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. - *Jb. k. k. geolog. Reichsanstalt*, 10. Bd., Wien.
- ROSENBERG, G. (1953): Das Profil des Rahnbauerkogls bei Grossreifling. - *Verh. Geol. Bundesanstalt*, 104. Bd., H. 4, Wien.
- (1959): Geleitwort zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. - *Jb. Geol. Bundesanstalt*, 102. Bd., H. 3, Wien.
- ROTHPLETZ, A. (1900/1905): Geologische Alpenforschungen, I. und II. Teil, München.
- SANDER, B. (1921): Ueber bituminöse Mergel. - *Jb. Geol. Staatsanstalt*, 71. Bd., Wien.

- SANDER, B. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias. - Z. für Kristallogr., Abt. B, Min. Petr. Mitt., N. F. 48.
- SARIN, D.D. (1962): Cyclic sedimentation of primary dolomite and limestone. - J. sed. Petrology, vol. 32, Tulsa.
- SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. - Verh. Geol. Bundesanstalt, 116. Bd., H. 1 u. 2, Wien.
- (1967): Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck. - Geol. Rdsch., Bd. 56/1, Berlin.
- SCHAETTI, H. (1951): Geologie des Fürstentums Liechtenstein, 1. Teil (östlicher Teil). - Selbstverl. Histor. Verein für das Fürstentum Liechtenstein, Vaduz.
- SCHENK, V. (1967): Die Faziesentwicklung der Reichenhaller Schichten und die Tektonik im Süden des Achensees, Tirol. - Geol. Rdsch., Bd. 56/2, Berlin.
- SCHILLER, W. (1904/1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin, I. Lischannagruppe, II. Piz-Lad-Gruppe. - Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. 14 und 16.
- SCHMIDEGG, O. (1928): Ueber geregelte Wachstumsgefüge. - Jb. Geol. Bundesanstalt, 78. Bd., Wien.
- (1955): Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I (oberes Rellstal und oberes Brandnertal). - Jb. Geol. Bundesanstalt, 98. Bd., H. 2, Wien.
- SEIBOLD, E. (1962): Untersuchungen zur Kalkfällung und Kalklösung am Westrand der Great Bahama Bank. - Sedimentology, No. 1, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, London, New York.
- (1964): Beobachtungen zur Schichtung in Sedimenten am Westrand der Great Bahama Bank. - Neues Jb. Geol. Paläont. Abh., Bd. 120, Stuttgart.
- SEIDLITZ, W. von (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. - Diss. Freiburg i. Br.
- (1911): Schollenfenster im Vorarlberger Rätikon und im Fürstentum Liechtenstein. - Mitt. Geol. Ges., Wien.
- SIEBER, R. (1937): Neue Untersuchungen über die Stratigraphie und Oekologie der alpinen Triasfaunen. - Neues Jb. für Min. etc., Abh. Abt. B, Beilage-Bd. 78, H. 1, Stuttgart.
- (1963): Paläontologisch-stratigraphische Arbeiten in der nördlichen Grauwackenzone und den Kalkalpen. - Verh. Geol. Bundesanstalt, 114. Bd., Wien.
- SIEDEK, H. (1965): Die Mittagspitz-Mulde im Rätikon und ihre Umgebung. - Unveröffentl. Diplomarbeit Geol. Inst. E. T. H., Zürich.
- SITTER, L. U. de und SITTER-KOOMANS, C. M. de (1949): The Geology of the Bergamasca Alps, Lombardia, Italy. - Leidsche Geol. Med., Bd. 14, Leiden.
- SKUPHOS, Th. (1892): Die stratigraphische Stellung der Partnach- und der sogenannten unteren Cardita-Schichten in den Nordtiroler und Bayer. Alpen. - Geognost. Jahresheft 4.
- (1893): Ueber die Entwicklung und Verbreitung der Partnach-Schichten im Vorarlberg und im Fürstentum Liechtenstein. - Jb. k. k. geolog. Reichsanstalt, 43. Bd., Wien.
- SOMM, A. (1965): Zur Geologie der westlichen Quattervalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark. - Ergebn. wiss. Unters. im Nationalpark, Nr. 52, Liestal.
- SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der nördlichen Kalkalpen. - Jb. Geol. Bundesanstalt, 102. Bd., H. 2, Wien.
- SPITZ, A. und DYRENFURTH, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch. - Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F. 44, Bern.
- STAHEL, A. H. (1926): Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rhätikon. - Diss. Univ. Zürich.
- STAUB, R. (1917): Ueber Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. - Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F. 46/3, Bern.
- (1924): Der Bau der Alpen. - Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F. 52, Bern.
- STÖCKLIN, J. (1949): Zur Geologie der nördlichen Errgruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein (Graubünden). - Diss. Univ. Zürich.
- TARNUZZER, Chr. (1891): Der geologische Bau des Rhätikongebirges. - 35. Jahresber. Natf. Ges. Graubünden, Chur.
- THEODOROVITCH, G. I. (1958): Sur la genèse de la dolomite sédimentaire. - Eclogae geol. Helv., vol. 51, Basel.
- THURNER, A. (1962): Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. - Z. Dtsch. Geol. Ges., 113. Bd., 2. u. 3. Teil, Hannover.
- TOLLMANN, A. (1958): Geologie der Mosermanngruppe (Radstädter Tauern). - Jb. Geol. Bundesanstalt, 101. Bd., H. 1, Wien.
- (1960 a): Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. - Jb. Geol. Bundesanstalt, 103. Bd., Wien.
- (1960 b): Der Twenger Wandzug. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 53. Bd., Wien.

- TOLLMANN, A. (1961): Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. - Mitt.Geol.Ges. Wien, 54. Bd., Wien.
- (1963): Ostalpensynthese. - Wien (Verlag Franz Deuticke).
 - (1964): Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. - Z.Dtsch.Geol.Ges., 115. Bd., Hannover.
- TORNQUIST, A. (1916): Die Buchensteiner Schichten. - Centralbl. für Min. etc., Stuttgart.
- TOZER, E.T. (1964): The Triassic period. - Quarterly J. Geol.Soc. London, vol.1205.
- TRÜMPY, D. (1916): Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. - Beitr.geol.Karte der Schweiz, N.F. 46/2, Bern.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. - Bull. of the Geol.Soc. of America, vol. 71/6.
- VERDAM, J. (1928): Geologische Forschungen im nördlichen Rätikon. - Diss.Univ.Zürich.
- VIDAL, H. (1953): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. - Geologica Bavarica, 17, München.
- VORTISCH, W. (1930): Ursachen und Einteilung der Schichtung. - Jb.Geol.Bundesanstalt, 80. Bd., Wien.
- WENK, E. (1934): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. - S.M.P.M., Bd.14, Zürich.
- WIRZ, A. (1945): Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. - Schweiz.Paläont.Abh., Bd.65, Basel.
- WÖHRMANN, S. von (1893): Die Raibler Schichten. - Jb. k.k. geolog.Reichsanstalt, 43. Bd., Wien.
- ZACHER, W. (1962): Fazies und Tektonik im Westabschnitt der nördlichen Kalkalpen. - Jahresber. und Mitt. oberrhein.geol.Verein, N.F. 44.

VERZEICHNIS DER KARTEN

Topographische Karten

Freitag-Berndt: Strassenkarte von Tirol und Vorarlberg, 1:300 000.

Landeskarte der Schweiz (Eidg. Landestopographie, Bern):

1:100 000	Blatt 34,	Vorarlberg
1: 50 000	Blatt 237,	Walenstadt
	Blatt 238,	Montafon
	Blatt 239,	Arlberg
1: 25 000	Blatt 1135,	Buchs
	Blatt 1136,	Drei Schwestern
	Blatt 1155,	Sargans
	Blatt 1156,	Schesaplana
	Blatt 1157,	Sulzfluh

Geologische Karten

Geologische Karte des Rätikon, 1:25 000 (W.HEISSEL, R.OBERHAUSER, O.SCHMIDEGG, O.REITHOFER, 1953 - 1961). Ausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien, 1965.

Geologische Karte des Walgaues, 1:25 000 (W.HEISSEL, R.OBERHAUSER, O.SCHMIDEGG, 1953 - 1964). Ausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien, 1967.

Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein, 1:25 000 (F.ALLEMANN, R.BLASER, H.SCHAETTI, 1945 - 1950). Herausgegeben von der Regierung des Fürstentums Liechtenstein, 1953 (Liechtensteiner Schulbücher-Verlag, Vaduz).

Geologische Karte des mittleren, nordöstlichen Rätikon, 1:25 000 (W.O.LEUTENEGER, 1926/1927). Beilage zur Dissertation von W.O.LEUTENEGER, Zürich, 1928.

Geologische Karte des nördlichen Rätikon, 1:25 000 (J.VERDAM, 1926/1927). Beilage zur Dissertation von J.VERDAM, Zürich, 1928.

Geologische Karte des mittleren Rätikon, 1:25 000 (P.ARNI, 1923 - 1925). Beilage zur Dissertation von P.ARNI, Zürich, 1926.

Geologische Karte des nordöstlichen Rätikon, 1:25 000 (A.STAHEL, 1923 - 1925). Beilage zur Dissertation von A.STAHEL, Zürich, 1926.

Esquisse géologique du Vorarlberg central, 1:50 000 (J.GUBLER, 1927). Beilage zu "Etudes géologiques dans le Vorarlberg central" von J.GUBLER, 1927, Vincennes (Impr. Paturel).

Geologische Karte der Republik Oesterreich, 1:75 000: Blatt 5144, Stuben (O.AMPFERER, 1935).

Geologische Karte der Lechtaler Alpen, 1:25 000 (O.AMPFERER, O.REITHOFER und W.HAMMER, 1932): Blatt Klostertaler Alpen.

Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200 000: Blatt 4, St.Gallen - Chur.

Manuskriptkarten:

Geologische Karte des Rellstales, 1:10 000 (M.KOBEL, 1964). Beilage zur unveröffentl. Diplomarbeit, Geol.Inst.E.T.H., Zürich, 1964.

Geologische Karte der Mittagspitz-Zone (im Rätikon), 1:10 000 (H.SIEDEK, 1965). Beilage zur unveröffentl. Diplomarbeit, Geol.Inst.E.T.H., Zürich, 1965.

LEBENS LAUF

Am 10. Januar 1941 in Zürich geboren, besuchte ich, Max Kobel, daselbst die Primarschule. Im Frühjahr 1954 trat ich in das Kantonale Realgymnasium Zürichberg ein. Die Mittelschulzeit beendete ich im Herbst 1960 am Kantonalen Gymnasium Freudenberg mit der eidgenössischen Maturität, Typus B. Darauf immatrikulierte ich mich an der philosophischen Fakultät II der Universität Zürich, um daselbst das Studium der Geologie aufzunehmen. Die beiden Vorprüfungen für das Diplom als Naturwissenschaftler, Hauptfach Geologie, bestand ich in den Frühjahren 1962 und 1963. Es folgte die Einreichung der Diplomarbeit mit dem Titel "Geologie des Rellstales" und anschliessend die Schlussprüfung für das Diplom als Naturwissenschaftler im Dezember 1964. Vom Frühling 1965 bis zum Frühling 1967 bekleidete ich die Stelle eines Assistenten am Geologischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule und der Universität Zürich. Nebenbei wurden die Arbeiten für die Dissertation anhand genommen, der ich mich nach Niederlegung der Assistenzstelle ganz widmen konnte. Im Herbst 1967 exmatrikulierte ich mich an der philosophischen Fakultät II der Universität Zürich.

Die vorliegende Dissertation wurde ausgeführt unter der Anleitung von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY. Im Laufe meiner Studienjahre besuchte ich die Vorlesungen und Uebungen folgender Professoren und Privatdozenten: BOESCH, BOLLI, BÜCHNER, BURLA, BURRI, CHEN, DAL VESCO, GANSER, GASSMANN, GUYAN, HADORN, HANTKE, HOFMANN, JÄCKLI, KUHN-SCHNYDER, KÜNDIG, LAVES LEUPOLD, PARKER, SCHÜEPP, STREIFF, K. SUTER, TRÜMPY, WEBER, WEIBEL, B. ZIEGLER.

STF
und

E DES RÄTIKON

